



Харківський національний університет
імені В. Н. Каразіна

ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ

З ОСНОВАМИ ГЕОТЕХНІКИ



ПІДРУЧНИК

Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

В. Г. Суярко, В. М. Величко, О. В. Гаврилюк, В. В. Сухов, О. В. Нижник,
В. С. Білецький, А. В. Матвеев, О. А. Улицький, О. В. Чуєнко

ІНЖЕНЕРНА ГЕОЛОГІЯ

(з основами геотехніки)

Підручник для студентів вищих навчальних закладів

За загальною редакцією проф. В. Г. Суярка

Харків – 2019

УДК 624.131.1

I 62

C

Рецензенти:

Л. М. Шутенко – почесний ректор Харківського національного університету міського господарства імені О. М. Бекетова, доктор технічних наук, професор;

Г. Г. Стрижельчик – завідувач кафедри геотехніки та підземних споруд Харківського національного університету будівництва та архітектури, кандидат геолого-мінералогічних наук, професор.

Затверджено до друку рішенням Вченої ради
Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна
(протокол № _____ від _____ 2018 року)

Колектив авторів: В. Г. Суярко, В. М. Величко, О. В. Гаврилук, В. В. Сухов, О. В. Нижник, В. С. Білецький, А. В. Матвеев, О. А. Улицький, О. В. Чуєнко.

Інженерна геологія (з основами геотехніки): підручник для студентів вищих навчальних закладів / кол. авт.; за заг. ред. проф. В. Г. Суярка. – Харків: Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, 2019. – 278 с.

ISBN

УДК 624.131.1

© Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, 2019

© В. Г. Суярко, В. М. Величко та ін., 2019

© І. М. Дончик, макет обкладинки, 2019

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	6
ВСТУП.....	7
ЧАСТИНА I. ОСНОВИ ЗАГАЛЬНОЇ ГЕОЛОГІЇ.....	11
Розділ 1. Земля у світовому просторі.....	11
1.1. Земля у Сонячній системі.....	12
1.2. Форма, розміри і будова Землі.....	18
1.3. Температурний режим земної кори.....	22
1.4. Рухи земної кори.....	22
Контрольні запитання до розділу 1.....	25
Розділ 2. Склад земної кори та геологічні процеси.....	27
2.1. Мінерали та їх властивості.....	28
2.2. Гірські породи та геологічні процеси.....	33
2.2.1. Магматизм та магматичні гірські породи.....	34
2.2.2. Седиментогенез та осадові гірські породи.....	43
2.2.3. Метаморфізм та метаморфічні гірські породи.....	50
2.3. Вік гірських порід. Геохронологія.....	53
2.4. Вивітрювання гірських порід та геологічні наслідки екзогенних процесів.....	55
Контрольні запитання до розділу 2.....	70
Розділ 3. Формування геологічних структур та рельєфу.....	72
3.1. Форми та елементи залягання гірських порід.....	72
3.2. Форми рельєфу.....	78
3.2.1. Геоморфологія та її зв'язок з іншими науками.....	78
3.2.2. Класифікація форм та елементів рельєфу.....	80
Контрольні запитання до розділу 3.....	83
Розділ 4. Підземні води.....	84
4.1. Генетичні типи та класифікація підземних вод.....	85
4.2. Гідрогеологічні властивості гірських порід.....	94
4.3. Фізичні властивості та хімічний склад підземних вод.....	99
Контрольні питання до розділу 4.....	103
ЧАСТИНА II. ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ТА ГЕОТЕХНІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	104
Розділ 5. Методика інженерно-геологічних та геотехнічних досліджень.....	104
5.1. Завдання, види та загальна характеристика інженерно-геологічних та геотехнічних робіт.....	104
5.1.1. Регіональні інженерно-геологічні дослідження, інженерна зйомка й карти.....	105
5.1.2. Типи інженерно-геологічних карт і їх призначення.....	107
5.2. Проектування та організація інженерно-геологічних і геотехнічних досліджень.....	113
5.3. Бурові роботи під час інженерно-геологічних і геотехнічних вишукувань.....	115
5.4. Випробування гірських порід під час проведення інженерно-геологічних та геотехнічних робіт.....	119
5.5. Спеціальні методи дослідження.....	125

5.5.1. Геофізичні методи дослідження.....	125
5.5.2. Дослідження фізичних та хімічних властивостей гірських порід і підземних вод	127
5.6. Камеральна обробка польових матеріалів.....	130
Контрольні запитання до розділу 5.....	131
Розділ 6. Основи динаміки підземних вод.....	132
6.1. Закономірності руху води у гірських породах.....	132
6.1.1. Рух води в зоні аерації і насичення.....	132
6.1.2. Рух підземних вод у водоносних пластах	137
6.2. Розрахунки припливів води до водозабірних споруд	139
і гірничих виробок	139
6.3. Визначення величини коефіцієнта фільтрації.....	153
6.4. Режим і баланс підземних вод	162
6.4.1. Режим підземних вод.....	162
6.4.2. Баланс підземних вод	165
Контрольні запитання до розділу 6.....	165
Розділ 7. Геодинамічні процеси та їх інженерно-геологічні наслідки	167
7.1. Гравітаційні процеси на схилах.....	167
7.1.1. Обвали та осипи	167
7.1.2. Зсуви.....	168
7.2. Динамічний вплив підземних вод на гірські породи та будівельні споруди.....	170
7.2.1. Суфозія та карст	170
7.2.2. Пливуни	174
7.2.3. Підтоплення будівель та споруд	175
7.2.4. Просідання у лесових ґрунтах	180
7.3. Сейсмічні явища.....	181
7.4. Перетворення берегів морів та водосховищ	184
7.5. Багаторічна мерзлота.....	187
Контрольні запитання до розділу 7.....	188
Розділ 8. Антропогенні (техногенні) процеси та їх інженерно-геологічні наслідки	189
8.1. Фактори антропогенного впливу на інженерно-геологічне середовище.....	191
8.2. Антропогенні (техногенні) ландшафти та рельєф як наслідок активізації геодинамічних явищ.....	196
Контрольні запитання до розділу 8.....	199
Розділ 9. Основи механіки ґрунтів	200
9.1. Класифікація ґрунтів.....	200
9.2. Інженерно-геологічні властивості ґрунтів.....	205
9.2.1. Фізичні та механічні властивості ґрунтів.....	206
9.2.2. Водно-фізичні властивості ґрунтів	216
9.3. Розрахунок напружено-деформованого стану ґрунтів	221
9.3.1. Напружений стан ґрунтового масиву в певній точці	224
9.3.2. Стійкість укосів і схилів.....	234

Контрольні запитання до розділу 9	237
Розділ 10. Інженерний захист територій від негативних природних та техногенних явищ	238
10.1. Протизсувні заходи	238
10.2. Протиобвальні заходи	242
10.3. Захист території від підтоплення	244
10.4. Протипливунні заходи	249
10.5. Заходи під час будівництва на просадних ґрунтах	251
10.6. Заходи під час будівництва у сейсмічних районах	254
10.7. Боротьба з морською абразією	258
Контрольні запитання до розділу 10	260
Розділ 11. Інженерно-геологічні дослідження під час проектування та будівництва деяких видів споруд	261
11.1. Житлово-промислове будівництво	261
11.2. Гідротехнічні споруди	265
Контрольні запитання до розділу 11	274
Література	275

ПЕРЕДМОВА

Важливою ознакою сучасного розвитку інженерної геології є комплексний підхід до вирішення спеціалізованих проблем. Прикладом цього є обов'язкове вивчення геологічних, гідрогеологічних та інженерно-геологічних умов територій будівництва, починаючи з етапу проектування. Тому майбутні гідрогеологи та будівельники повинні досконало володіти основами теорії та практики інженерно-геологічних досліджень.

Написаний у співавторстві гідрогеологів та будівельників підручник є відображенням курсу «Інженерна геологія», що у різні роки читався у Харківському національному університеті імені В. Н. Каразіна (ст. викл. В. В. Сухов), Полтавському національному університеті імені Юрія Кондратюка (проф. В. Г. Суярко), Черкаському технологічному університеті (проф. В. Г. Суярко, ст. викл. В. М. Величко, ас. Л. О. Куцевол), Харківському національному університеті міського господарства імені О. М. Бекетова (ст. викл. О. В. Гаврилюк), а також геодинамічних, фізико-географічних та картографічних досліджень, пов'язаних із вирішенням інженерно-геологічних задач (проф. В. С. Білецький, проф. О. А. Улицький, інженер О. С. Алтухов).

Авторський колектив висловлює подяку О. В. Гаврилюк та О. В. Чуєнку, які підготували цей підручник до видання.

Доктор геолого-мінералогічних наук, професор

В. Г. Суярко

ВСТУП

Починаючи з глибокої давнини люди вивчали Землю та її надра. Вони спостерігали виверження вулканів та процеси осадконакопичення, діяльність річок та морів, зміни рельєфу та клімату.

Узагальнення та аналіз цих досліджень до кінця XVIII ст. привели до формування окремої науки, що отримала назву «геологія» (від грец. γῆ – земля, і грец. λογος – наука).

Розвиток геології спричинив накопичення великої кількості різноманітних знань про Землю, в результаті чого певні розділи геологічної науки виокремилися у самостійні наукові дисципліни: мінералогію (наука про мінерали), петрографію (наука про гірські породи), стратиграфію (наука про вік шарів земної кори), геотектоніку (наука про будову земної кори), історичну геологію (наука про розвиток земної кори), гідрогеологію (наука про підземні води), геохімію (наука про хімічний склад літосфери, гідросфери, атмосфери та біосфери), геофізику (наука про фізичні поля Землі) та ін. Чільне місце серед них посідає й інженерна геологія.

Інженерна геологія – споріднена з гідрогеологією та ґрунтознавством галузь природознавства, що вивчає земну кору як середовище життєдіяльності людини. Її становлення як самостійної наукової дисципліни відбулося у 20-х рр. XX ст. і було обумовлене, в першу чергу, потребою у геологічному обґрунтуванні інженерно-будівельної діяльності людини. Спочатку це було «шляхове ґрунтознавство». Розвиток вивчення ґрунтів для промислового, міського, гідротехнічного та інших видів будівництва спричинив зникнення у цьому понятті визначення «шляхове» і появу терміну «ґрунтознавство». Одночасно з ґрунтознавством сформувалася й інша нова дисципліна, що вивчає фізичні властивості гірських порід, – «механіка ґрунтів», яка виникла на стику фізико-математичних, будівельних і геологічних наук. Вона розглядає загальні закономірності, що витікають із застосування до гірських порід законів теоретичної і будівельної механіки. При цьому фізичні властивості ґрунтів, які підпадають під закони механіки і задовольняють певним розрахунковим схемам, враховуються більшою мірою, а геологічна специфіка ґрунтів аналізується менше або й зовсім не береться до уваги. Ці проблеми вивчаються у науці, що має назву «ґрунтознавство».

Під час вирішення геологічних питань, пов'язаних із будівництвом, недостатньо самих знань про характер ґрунтів. Необхідними є дані про геологічні та гідрогеологічні умови території, а також про геологічні процеси, що розвиваються у її межах. Вивченням усіх цих проблем займається ще один науковий напрям, який сформувався у кінці 1920-х – на початку 1930-х рр. і отримав назву «інженерна геологія» (Ф. Саваренський, Г. Каменський, П. Панюков та ін.). Серед українських вчених великий внесок у розвиток інженерно-геологічної науки зробили К. І. Маков,

А. Є. Бабинець, Є. С. Бруксер, О. О. Фаловський, М. Г. Демчишин, Г. Г. Стрижельчик та ін.

В історії розвитку інженерної геології в Україні виділяються три етапи:

- I – (1923–1945 рр.) – виникнення інженерної геології як самостійної наукової галузі (яка сформувалася з ґрунтознавства й інженерної геодинаміки);
- II – (1946–1978 рр.) – закладення основ наукового напрямку в інженерній геології – регіональної інженерної геології;
- III – (з 1976 р.) – сучасний період розвитку інженерної геології, на якому розробляються і вирішуються комплексні проблеми інженерно-будівельної діяльності з використанням природних матеріалів літосфери (геотехніка), що зводило б до мінімуму негативні наслідки інженерної діяльності людини в геологічному середовищі. Це ставить перед інженерною геологією нову проблему – розробку питань раціонального використання й охорони тієї частини геологічного середовища, у якій здійснюється інженерно-господарча діяльність людини.

Типовим був розвиток інженерної геології й у інших країнах світу. Наприклад, у Великій Британії та США у кінці XIX – на початку XX ст. до пошукових робіт під час будівництва каналів, залізниць та інших інженерних об'єктів було залучено найвідоміших геологів (В. Сміт, У. Берклі, К. Терцагі та ін.). У 1925 р. вийшла монографія К. Терцагі «Будівельна механіка ґрунтів», а у 1929 р. «Інженерна геологія» (А. Редміх, Р. Кампе, К. Терцагі).

Структура сучасної інженерної геології визначається трьома науковими напрямками – *ґрунтознавством, інженерною геодинамікою та регіональною інженерною геологією*. Кожний із цих напрямків є системою інженерно-геологічних наукових знань і понять про якість та динаміку певного елемента геологічного середовища, що є об'єктом вивчення. Співвідношення цих складових і визначає сучасну структуру інженерної геології як науки.

Ґрунтознавство – науковий напрям інженерної геології, що вивчає склад, будову і якість ґрунтів, закономірності їхнього формування в процесі інженерної діяльності людини.

Інженерна геодинаміка – науковий напрям інженерної геології, що вивчає морфологію, механізм, геологічні причини і просторово-часові закономірності розвитку у геологічному середовищі природних і антропогенних (інженерно-геологічних) геологічних процесів у зв'язку зі здійсненням і плануванням інженерно-господарської діяльності.

Регіональна інженерна геологія – науковий напрям інженерної геології, що досліджує будову і властивості геологічного середовища різних структурних зон земної кори, закономірності формування інженерно-геологічних умов та їхні зміни у зв'язку з інженерно-господарською діяльністю людини.

Інженерна геологія пов'язана з іншими науками як геологічного, так і негеологічного циклів. Найтісніший зв'язок у неї спостерігається з мінералогією, літологією та петрографією, динамічною геологією, геофізикою, геохімією і особливо – гідрогеологією та мерзлотознавством.

Вона також широко використовує теоретичні досягнення і методи фізики, механіки, математики, хімії.

Зв'язок інженерної геології з будівельними і гірничими науками здійснюється як безпосередньо, так і через механіку ґрунтів, бо вона розглядає ті загальні закономірності, які витікають із застосування до ґрунтів законів теоретичної і будівельної механіки.

Таким чином, інженерна геологія пов'язана з широким колом природничих і технічних наук. Як наука вона ставить перед собою такі основні задачі:

1) вивчення складу, будови, стану, властивостей і умов розповсюдження гірських порід (ґрунтів), що визначають їхню поведінку в процесі взаємодії з інженерними спорудами;

2) вивчення геологічних явищ (як природних, так і антропогенних), що виникають під час будівництва, з метою встановлення їхнього характеру та впливу на будівлі і споруди, а також для розробки рекомендацій із його регулювання;

3) встановлення закономірностей просторового розповсюдження інженерно-геологічних умов.

Сучасна інженерна геологія постійно спирається на досягнення порівняно нової спорідненої науки – *геотехніки*.

Геотехніка – наука про методи та інженерні принципи будівельної діяльності з використанням матеріалів земної кори, метою якої є прийняття раціональних взаємопов'язаних технічних рішень, прийомів та способів будівництва підземних частин будівель та споруд.

Геотехніка теоретично ґрунтується на законах механіки ґрунтів (ущільнення, супротиву зсуву, фільтрації) та закономірностях, що визначають характер деформацій ґрунту (зволоження; динамічних, температурних та інших властивостей у напруженому стані), а також на теорії і практиці фундаментобудівництва та підземного будівництва з урахуванням регіональних особливостей інженерної геології та небезпечних природних та антропогенних геодинамічних процесів.

Геотехніка як комплексний напрям науки сформувалася після накопичення знань у галузі ґрунтознавства, механіки ґрунтів, основ і фундаментів включно з досягненнями у суміжних геологічних та будівельних дисциплінах. У 1936 р. за ініціативою австрійського вченого К. Терцагі створено міжнародне товариство геотехніків, форуми якого відбуваються раз на чотири роки. В Україні функціонує національний комітет геотехніків.

Гідрогеологи як основні виконавці інженерно-геологічних досліджень повинні знати не лише теорію інженерної геології, а й уміти застосувати набуті знання на практиці – як у процесі польових та експериментальних досліджень, так і під час проектування. Проте це є неможливим без розуміння основ геотехніки, механіки ґрунтів, інженерного захисту територій та сутності інженерно-геологічних досліджень під час проектування та будівництва різних видів споруд.

У той же час інженери-будівельники, як правило, не проводять інженерно-геологічних досліджень – для цього існують спеціалізовані інженерно-геологічні організації. Проте під час проектування та здійснення будівництва вони повинні знати, розуміти і враховувати геологічні і гідрогеологічні умови будівництва, а також вміти правильно і вчасно поставити перед геологами задачі інженерно-геологічних досліджень із визначенням їх обсягів. Це дозволяє будівельникам приймати правильні рішення з проведення заходів, необхідних у конкретних інженерно-геологічних умовах будівництва.

ЧАСТИНА I ОСНОВИ ЗАГАЛЬНОЇ ГЕОЛОГІЇ

РОЗДІЛ 1. ЗЕМЛЯ У СВІТОВОМУ ПРОСТОРИ

Наша планета Земля – дрібна частинка єдиного матеріального світу, що має назву *Всесвіт*. Всесвіт, або Космос (грец. κόσμος – Світ, Всесвіт), – це безкрай простір, що заповнений зірками, планетами, хмарами пилу і газу та іншою міжзірковою матерією. Зоряне небо з глибокої давнини вивчає наука *астрономія*. На сьогодні глибина астрономічних спостережень досягла мільярда світлових років. Доступну для досліджень частину Всесвіту називають *Метагалактикою*.

Головними об'єктами Метагалактики є зоряні системи, або галактики (грец. γαλαξίας – молочний), у кожній із яких нараховується від сотень мільйонів до сотень мільярдів зірок. До однієї з таких галактик, що має назву *наша Галактика*, входять Сонце і планети Сонячної системи.

У межах Метагалактики налічується більше мільярда галактик. Деякі з них є потужними джерелами випромінювання.

Вивченням законів будови і розвитку галактик займається наука *космологія*. Вона розглядає Метагалактику як один із макросвітів Всесвіту, за межами якого розташовані інші метагалактики. Вчені вважають, що вік Метагалактики дорівнює близько 15–18 млрд років.

Наша Галактика – невеликий острів у безмежному світі галактик. У ній близько 150 млрд зірок. З Землі наша Галактика має вигляд широкої білястої смуги, через що і має назву *Чумацький шлях*.

1.1. Земля у Сонячній системі

Розглядаючи нічне небо, ми бачимо безліч зірок. У телескопах їх видно як цятки, що світяться з різною яскравістю. За допомогою оптичних приладів астрономи визначають температуру, хімічний склад, фізичні властивості зірок, розраховують їхню масу. Знаючи, наприклад, світимість (кількість енергії, що випромінюється в 1 с поверхнею зірки) та відстань до зірки, можна отримати уявлення про її розміри. Найбільші зірки мають назву *надгігантів*, а найменші – *білих карликів*. Наше Сонце належить до трохи більших за останні розмірами *жовтих карликів*.

Сонце – найближча до Землі зірка. Воно віддалене від неї на відстань у 149 600 000 км. Навколо Сонця обертається безліч дрібніших космічних тіл: планет, їхніх супутників, астероїдів, комет, метеоритів. Ці тіла разом з Сонцем утворюють *Сонячну систему*. Разом з групою найближчих зірок Сонячна система обертається навколо центру Галактики, здійснюючи один оберт за 200 млн років.

Світловий рік – відстань, яку світло проходить за 1 рік, розповсюджуючись зі швидкістю 300000 км/с. Один світловий рік дорівнює $9460 \cdot 10^{12}$ км.

Планети, що рухаються навколо Сонця, розташовані у такому порядку: Меркурій (найближчий до Сонця), потім Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон. Навколо більшості планет обертаються супутники. Між орбітами Марса та Юпітера знаходиться цілий рій так званих *малих планет*, або *астероїдів*, розміри яких є набагато меншими за розміри планет.

Сонце – центр Сонячної системи, на яке припадає 99,866 % усієї її маси. Сонце – жовта зірка середньої величини, що здійснює один оберт навколо власної осі за 27 діб. Це плазмова куля, у спектрі якої виявлено понад 70 хімічних елементів. Радіус Сонця – 696 000 км, середня щільність – $1,41 \text{ г/см}^3$. Середня температура зовнішніх шарів – 6000°K , а глибоких надр – більше $10 \text{ млн}^{\circ}\text{K}$. Теплова енергія Сонця обумовлена термоядерними реакціями перетворення водню у гелій. Сонце оточене сильно розрідженою плазмовою оболонкою – сонячною атмосферою. Остання поділяється на фотосферу, хромосферу і крону.

За співвідношенням водню і гелію (водню приблизно у 10 разів більше, ніж гелію) вік Сонця оцінюється у 5 млрд років. Згідно з розрахунками, воно буде існувати ще близько 7 млрд років.

Усі дев'ять планет Сонячної системи обертаються навколо Сонця по еліптичних орбітах (рис. 1.1).

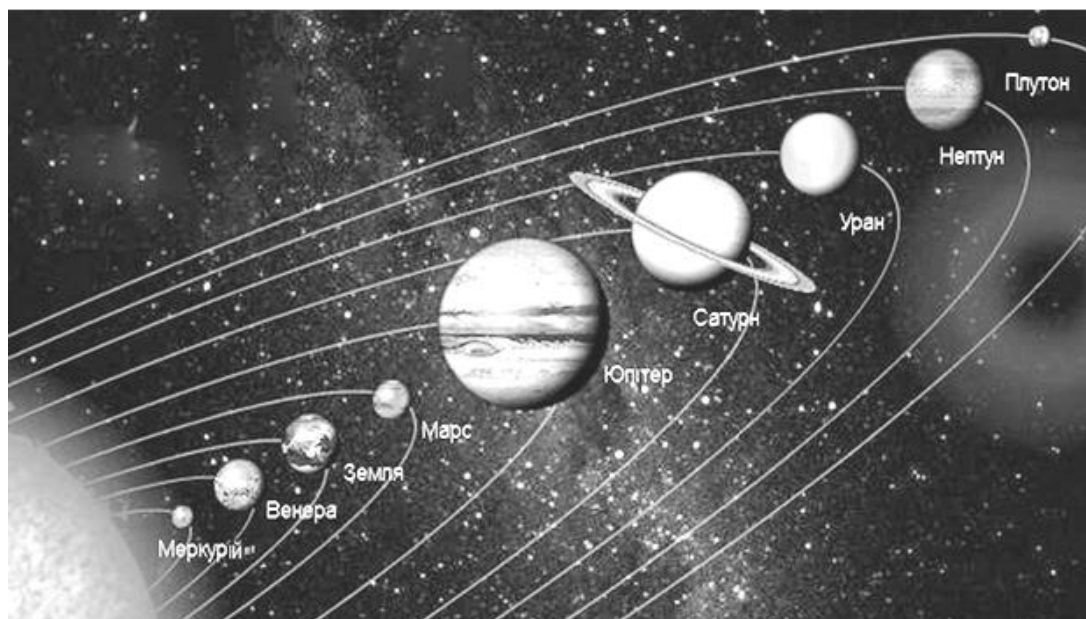


Рис. 1.1. Планети Сонячної системи

Особливості будови, розміри та властивості планет дозволили поділити їх на дві групи: планети типу Земля (Меркурій, Венера, Марс, Плутон) та планети-велетні (табл. 1.1).

Меркурій – найближча до Сонця планета. Його широкі рівнини покриті кратерами різних розмірів і рифітами (борознами) глибиною 2–3 км, що простягаються на сотні кілометрів. Планета має слабе магнітне поле (близько 1 % земного) і оточена розрідженою атмосферою, що складається переважно з гелію. На боці, що обігрівається Сонцем, температура сягає +420°C. Сонячна доба на Меркурії продовжується 176 земних діб.

Таблиця 1.1

Характеристика планет Сонячної системи

Назва планети	Середня відстань від Сонця, млн км	Діаметр, тис. км	Щільність, г/см ³	Маса, у одиницях земної маси	Період обертання навколо осі	Орбітальний період обертання	Кількість супутників
Меркурій	58	4,88	5,59	0,05	59 діб	88 діб	–
Венера	108	12,10	5,22	0,82	243 доби	224,7 доби	–
Земля	150	12,74	5,52	1,00	23 год 56 хв 4 с	365,3 діб	1
Марс	227,8	6,8	3,97	0,11	24 год 37 хв 22 с	1,9 років	2
Юпітер	778	142,8	1,30	317,82	9 год 50 хв	11,86 років	14
Сатурн	1426	120,8	0,71	95,11	10 год 14 хв	20,45 років	10
Уран	2869	50,8	1,47	14,52	10 год 49 хв	84 роки	5
Нептун	4495,6	48,6	2,27	17,23	15 год 40 хв	164,8 роки	2
Плутон	5926	4,40	10,40	0,11	64 доби	250,6 років	1

Венера – має досить щільну атмосферу, що складається з двооксиду вуглецю (97 %), азоту, інертних газів, аміаку, кисню, пари води. У нижніх шарах атмосфера нагрівається до 475⁰С. У Венери і Землі майже однакова щільність. Зміна періодів року на Венері відсутня. Планета обертається у бік, протилежний до обертання інших планет Сонячної системи.

Земля – за спостереженнями з космосу відрізняється від інших планет голубизною своїх океанів і розкиданими серед них зеленувато-жовтуватими континентами. Кратери, що характерні для планет земної групи, хоча і зустрічаються на Землі, не є основною формою її рельєфу. На відміну від інших планет атмосфера Землі складається переважно з азоту та кисню.

Обертаючись навколо своєї осі, Земля одночасно обертається навколо Сонця, а разом з ним навколо центру Галактики. Обертання навколо Сонця відбувається по еліптичній, наближеній до кола, орбіті з періодом 365,256 зоряних діб. Найдальша точка орбіти є віддаленою від Сонця на відстань 152 млн км, а найближча – 147 млн км. Середня швидкість руху по орбіті – 29,76 км/с. Обертання навколо своєї осі Земля здійснює за 23 год 56 хв 4,09 с.

Спостереження свідчать, що швидкість обертання Землі періодично змінюється. На рух нашої планети, в тому числі і на швидкість обертання, впливають сили тяжіння Місяця та Сонця, якими, зокрема, обумовлюються океанічні приливи та відливи.

Навколо Землі по еліптичній орбіті на відстані 384 400 км обертається природний супутник – Місяць, що за розмірами у чотири рази менший за Землю. Період обертання Місяця навколо Землі – 27 діб, а сонячна доба у нього складає 29,5 земних діб. Діаметр Місяця – 3474 км, маса – $7,35 \cdot 10^{25}$ г, середня щільність 3,34 г/см³. Атмосфера у нього відсутня, через що небо на Місяці має чорний колір. Місяць – велетенська кам'яна куля, що постійно повернута до Землі одним боком. Поверхня його вкрита горами і рівнинами з десятками тисяч кратерів. У місячних породах виявлено окисли кремнію, титану, алюмінію, магнію, самородного заліза та ін. Температура на поверхні Місяця у місячний полудень сягає +130⁰С, а вночі знижується до –160⁰С.

Марс – за розмірами є вдвічі меншим за Землю. Марсіанський рік майже у два рази довший за земний. Навколо планети обертаються два супутники: Демос – 16 км та Фобос – 27 км діаметром, що є кам'яними брилами, вкритими кратерами. Марс найкраще за інші планети досліджений вченими. На фотознімках марсіанська поверхня виглядає як панорама широких рівнин, «морів», пустель, гірських хребтів із льодовими шапками і численними кратерами (рис. 1.2).



Рис. 1.2. Фотознімок Марса

Марсіанський ґрунт має щільність $1,67\text{--}1,8\text{ г/см}^3$ і містить у значних кількостях Fe, Si, Ca, Al, Ti.

На рівнинах можна спостерігати тектонічні розломи, каньйони, річкові долини. Каньйони (рифти) мають протяжність до 2500 км, ширину до 120 км і глибину до 3–4,5 км. Річкові долини довжиною до 400–700 км характеризуються добре розгалуженою мережею притоків. Про воду, що, можливо, колись наповнювала марсіанські водоймища, є різні думки. Одні вчені вважають, що води Марса зосереджені у полярних льодових шапках, а інші – що вода є й у тріщинуватих породах, де вона, можливо, знаходиться у замерзлому стані.

Навколо Марса існує магнітне поле, що у 500 разів слабше за земне. Поле радіації відсутнє. Планета має атмосферу, що складається з двооксиду вуглецю (95 %), кисню (0,1–0,4 %), азоту (2–3 %), аргону (1–2 %). У незначних кількостях містяться озон та окис вуглецю. Швидкість вітру у спокійну погоду – 0,9 м/с. Температура вдень $+25^{\circ}\text{C}$, а вночі знижується до -70°C .

Юпітер – найбільша планета Сонячної системи. Розміри його більше ніж у 11 разів перевищують розміри Землі. Оточена планета потужною шаруватою атмосферою біло-помаранчевого кольору, що вміщує аміак, метан, водень та інші гази. Температура верхніх шарів атмосфери сягає -140°C , а внутрішньої частини планети сягає $-15000\text{--}20000^{\circ}\text{C}$. Юпітер отримує від Сонця у 30 разів менше тепла, ніж Земля, проте випромінює його набагато більше. Міжпланетними космічними станціями тут зареєстровано потужний пояс радіації і магнітне поле.

Найбільшими супутниками Юпітера є: Ганімед, Калісто, Іо, Європа. За розмірами вони не поступаються таким планетам, як Марс та Меркурій. Щільність мінеральної речовини у Калісто і Ганімеда – $1,8\text{--}1,9\text{ г/см}^3$, що, на думку вчених, відповідає суміші льоду і гірських порід. Іо та Ганімед оточені атмосферами, що складаються з метану, аміаку, води та азоту.

Сатурн – у дев'ять разів більший за Землю. Він оточений метеоритним кільцем радіусом 138000 км. Щільна атмосфера планети складається з льоду, аміаку та метану. Сатурн має потужне магнітне поле.

Уран – за розмірами поступається Сатурну. Діаметр близько 51400 км. Атмосфера складається з метану. Навколо Урана є п'ять кілець, що утворені кам'яними частками.

Нептун – у чотири рази більший за Землю. Атмосфера має приблизно той же склад, що і атмосфера Урана.

Плутон, що відкритий лише у 1930 р., через велику віддаленість вивчений недостатньо. Розрахунки свідчать, що атмосфера планети складається з неону, а на поверхні існує метановий лід. Плутон має супутник, що у три рази є меншим за нього.

Окрім планет, у Сонячній системі існують космічні тіла розмірами від одиниць до сотень кілометрів. Їх називають *астероїдами*, або *малими планетами*. Відкрито більше 2000 астероїдів. Найвідоміші з них, що мають найбільший діаметр: Церера – 767 км, Паллада – 489 км, Веста – 386 км, Юнона – 193 км. Астероїди – неправильної форми брили, що складаються з каменю та заліза. Окремі астероїди періодично наближаються до Землі (Ікар – 1,5 км у поперечнику – у 1968 та 1987 роках).

Метеорити – тіла, які падають на Землю з міжпланетного простору і відрізняються від астероїдів значно меншими розмірами. Щорічно на Землю з космосу падає близько 10 тисяч тон метеоритної речовини. Метеорити діаметром менше за 1 мм мають назву *метеоритного пилу*. Крупні метеорити падають рідко. Під час проходження через атмосферу Землі кам'яні тіла від тертя нагріваються і починають світитися. Такі яскраві падаючі тіла називаються *болідами*. Падіння метеоритів супроводжується шумом, а в результаті удару утворюється вибухова воронка у формі *кратера*.

Найбільшим зі знайдених поки що вважається африканський метеорит Гоба масою близько 60 т. У Гренландії знайдено метеорит Кейп-Йорк масою більше 33 т. Найбільшим метеоритним кратером вважається кратер в Арізоні (США) діаметром 1200 м і глибиною 200 м.

За хімічним і мінеральним складом метеорити поділяються на: *кам'яні* – *хондрити*, *залізні* – *сидерити* та *залізокам'яні* – *сидероліти*. Основну масу усіх знахідок (близько 93 %) складають хондрити. За складом вони наближаються до земних магматичних порід – перидотитів. Особливе зацікавлення викликають вуглисті хондрити, у яких виявлено органічну речовину. Залізні метеорити складаються із заліза та нікелю. Колір метеоритів буває попелясто-сірим, темно-сірим, чорним, фіолетовим, синім та ін. Метеорити дають нам цінні відомості про речовину неземного походження.

Навколо Сонця по параболічних орбітах, протяжність яких у тисячі разів перевищує розміри Сонячної системи, обертаються *комети*. Вони мають вигляд хвостатих зірок або туманностей. Кожна з них складається з трьох частин: ядра, голови та хвоста.

Ядро – найщільніша частина комети, у якій зосереджена основна її маса. Розміри ядра у поперечнику – від 0,5 до 50,0 км. Воно складається з льоду H_2O , кам'янистих речовин, кристаликів CH_4 , NH_3 , CO_2 і оточене туманною оболонкою, що має назву *кома*. Ядро з комою утворює «голову»

комети, розмір якої у поперечнику – від декількох тисяч до 2 млн км. На сьогодні відкрито більше 1000 комет, що переміщуються з крайових зон Сонячної системи і рухаються по орбітах зі швидкістю до 500 км/с. У разі відхилення комет від орбіти можливі їх зіткнення з планетами, внаслідок яких утворюються воронки-кратери. «Тунгуський метеорит», що упав у Сибіру 30 червня 1908 року і увійшов в історію, вчені схильні вважати невеликою кометою масою близько 5 млн т.

Виникнення Сонця і планет Сонячної системи розглядається вченими-космологами у двох напрямках: катастроф та еволюції газопопилової хмари у космічному просторі.

Представники першого напрямку – Т. Чемберлен, Дж. Джинс, Г. Джеффріс та ін. – в основу своїх гіпотез ставили випадковість. Так, англійський астрофізик Дж. Джинс (1919) вважав, що планети утворилися зі згустки сонячної матерії, який було відірвано від Сонця силами тяжіння зірки, що проходила поблизу.

Найбільше визнання отримали гіпотези, що ґрунтуються на еволюції газопопилової матерії. У 1755 р. німецький філософ І. Кант припустив, що простір, який займає Сонячна система, спочатку був хаосом, заповненим твердими нерухомими частками. Сили взаємного тяжіння, які виникли між ними, привели частки у рух. Результатом стало зіткнення та злипання часток з утворенням згустків матерії, що й обумовило їхнє гравітаційне обертання. З центрального згустку утворилося Сонце, а з менших, бокових згустків – планети.

Французький математик П. Лаплас (1796) опублікував космологічну гіпотезу, згідно з якою Сонце і планети утворилися з гарячої туманності, що оберталася навколо центру Галактики. З часом туманність набула форми диску, від якого в екваторіальній частині відокремлювалися газові кільця, кількість яких відповідала кількості планет Сонячної системи. Поступово кільця згущалися, стаючи компактними, що призвело до зародження Сонця і планет. У 1943 р. академіком О. Шмідтом було висунуто гіпотезу, за якою планети сконденсувалися з відносно холодної газопопилової хмари. Ця точка зору підтримується і деякими сучасними дослідниками.

Пізніше було сформульовано гіпотезу астронома В. Фесенкова, який вважав, що Сонячна система не є виключенням у Галактиці, а планетні системи існують і навколо інших зірок. Згідно з нею зародження Сонця і планет відбувалося з ущільненої газопопилової туманності.

Академік О. Виноградов експериментально довів, що усі планети земного типу мають щільні металеві ядра залізонікелевого складу.

Сучасна космологія, яка спирається на досягнення астрономії, геології, геофізики, геохімії, космохімії, вважає, що Сонячна система виникла з єдиної газопопилової хмари, де як Сонце, так і кожна планета та супутник формувалися шляхом акумуляції матеріальних часток навколо певних центрів.

1.2. Форма, розміри і будова Землі

Перші уявлення про форму Землі почали складатися ще до нашої ери. Думка про кулеподібну форму планети вперше виникла у Піфагора (IV ст. до н. е.).

Вимірювання, що почалися ще у XVII ст., свідчать, що радіус Землі на полюсах дорівнює 6356,8 км, а в області екватора – 6378,2 км. Така форма планети наближається до *еліпсоїда обертання*. Ще одним варіантом форми Землі є *геоїд* – умовна поверхня, яка будь-де є перпендикулярною до вектора сили тяжіння.

Оскільки жодна з цих форм точно не збігається з конфігурацією Землі, використовують певну стандартну її форму, яка визначається великою напіввіссю стискування і сукупністю коефіцієнтів, що враховують відхилення геометричної фігури Землі від еліпсоїда обертання. На основі геофізичних вимірів було розраховано довжину його меридіана – 40025 км, величину дуги радіуса – 111 109 711 м на широті 45° , а також визначено площу поверхні Землі – 510 млн км² та її об'єм – 1 083 204 млн км³. Маса Землі при цьому дорівнює $5,98 \cdot 10^{27}$ г.

Більша частина (70,8 %) поверхні Землі вкрита водою, решта (29,2 %) є сушею. Водна поверхня, або Світовий океан, поділена материками на чотири океани, що поєднані між собою: Атлантичний, Тихий, Індійський та Північний Льодовитий. На дні океанів і морів виділяють три зони: шельф, континентальний схил і ложе Світового океану. Зона шельфа (мілководдя – 200–400 м) порівняно вузькою смугою (60–70 км) оторочує материки та архіпелаги. Вона дуже похило занурюється у бік моря і складає усього близько 8,4 % площі морського дна. Зона континентального схилу (батіальна зона) має глибини від 200–400 до 2000–3000 м. Континентальний схил смугою у декілька десятків або й сотень кілометрів прилягає до шельфу, що дорівнює 19,2 % площі морського дна.

Ложе Світового океану, або абісальна зона, має глибини понад 3000 м. Воно займає 72,4 % території океанічного дна, тобто майже 54 % від загальної площі поверхні Землі.

На поверхні Землі є височини і западини. Глибина найбільшої западини (Маріанської) складає 10,99 км, а найбільша височина над рівнем моря (г. Джомолунгма) дорівнює майже 8,9 км. Таким чином, різниця у рівнях земної поверхні сягає 18–20 км.

Материки (континенти) на Землі розташовані нерівномірно. Більша частина їхньої площі припадає на Північну та Східну півкулі.

Найвищі гірські масиви розташовані у крайових частинах континентів або поблизу них. Рівні ділянки суші з середніми відмітками 200 м називають *рівнинами*. Вони займають близько 20 % суходолу. Підняті ділянки з висотами до 1000 м мають назву *плоскогір'їв*. Вони займають понад половину суші (близько 53 %). Найбільші, витягнуті за формою підняття називають *гірськими хребтами*. Гірські хребти, що мають назву *океанічних*, знаходяться на дні океанів.

Відповідно до сучасних поглядів Земля складається з концентричних оболонок – геосфер. Розрізняють зовнішні та внутрішні оболонки. До внутрішніх оболонок належать ядро, мантія та літосфера (земна кора) (рис. 1.3).

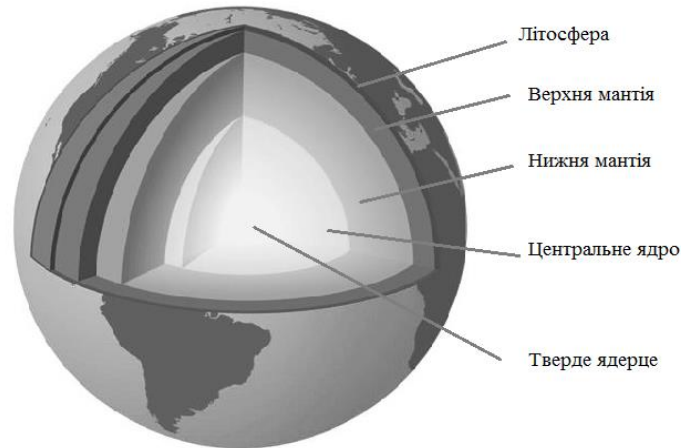


Рис. 1.3. Внутрішні геосфери Землі

Межа між літосферою і мантією знаходиться на глибині 60–80 км і має назву *розділ Мохоровичича* (за ім'ям хорватського геофізика С. Мохоровичича, що вперше встановив цю межу), що визначається глибинним сейсмічним зондуванням (рис. 1.4).

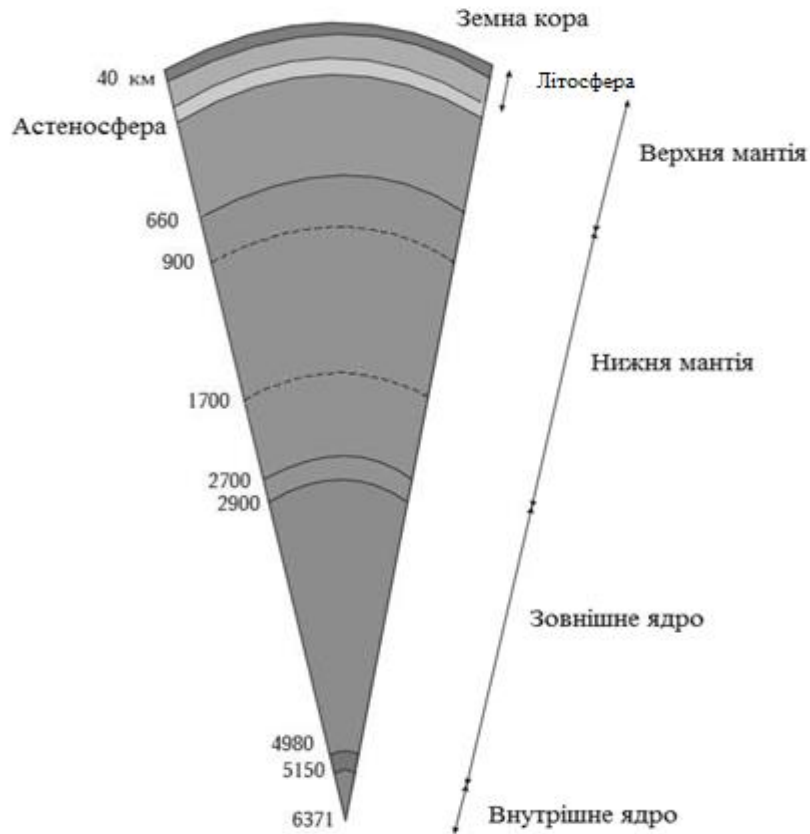


Рис. 1.4. Розміри внутрішніх геосфер Землі

Нижче за поверхню Мохоровичича (Мохо) знаходиться так звана *мантія Землі* (підкоровий субстрат), яка поділяється на дві сфери: верхню та нижню мантії.

Верхня мантія простежується до глибини 900 км і вміщує, окрім кисню та кремнію, ще й магній. Вона повністю охоплює земну кулю і має середню щільність речовини від 3,2 до 4,5 г/см³.

Нижня мантія займає інтервал глибин 900–2900 км. Щільність речовини тут коливається від 5,3 до 6,6 г/см³.

Центральне ядро (від глибини 2900 до 6371 км) складається з нікелю та заліза. Щільність речовини ядра коливається від 7 до 11 г/см³. В його межах виділяється зовнішня *рідинна оболонка* – до глибини 5100 км і внутрішня частина – *тверде ядере*.

Земна кора, або літосфера, – тверда зовнішня геосфера, у якій виділяються осадовий, гранітний та базальтовий шари (рис. 1.5).



Рис. 1.5. Будова земної кори

Осадовий шар складають різні за типом осадові гірські породи (глини, суглинки, супіски, піски, галечники, вапняки і т. ін.), що чохлом покривають земну поверхню. Товщина його коливається від перших метрів до 10–15 км за середнього значення близько 3 км. Середня щільність осадового шару – 2,5–2,6 г/см³.

Гранітний шар зі щільністю 2,6–2,7 г/см³ розвинутий у земній корі нерівномірно. Його товщина збільшується у напрямку від давніх до молодих континентів і найбільших величин (50–80 км) досягає у зонах молодих гірських споруд (Альпи, Памір та ін.). Під океанами гранітний шар відсутній або дуже малий і часто сягає усього 0,4–0,5 км.

Межа Конрада, що визначається стрибкоподібним зростанням щільності порід (від 2,7 до 2,9 г/см³) і, відповідно, швидкістю розповсюдження повздовжніх та поперечних сейсмічних хвиль, відокремлює гранітний шар від нижньої частини земної кори – базальтового ложа. Базальтовий шар на територіях, приурочених до рівнин, сягає товщини 20–30 км, у районах молодих гір – 15–20 км, а під океанами – 5–6 км.

До зовнішніх оболонок Землі належать атмосфера, гідросфера та біосфера.

Атмосфера є зовнішньою газовою (повітряною) оболонкою Землі. Загальна товщина її складає 3000 км. В атмосфері виділяють три концентричні оболонки: нижню – тропосферу, середню – стратосферу і верхню – іоносферу.

Найближча до земної поверхні оболонка – *тропосфера* – має товщину від 6 км біля полюсів до 15–18 км біля екватора. Середня товщина тропосфери у помірних широтах приблизно 10–12 км. Вона вміщує близько 80 % усієї маси атмосфери включно з майже усією водяною парою. Тиск повітря на рівні моря складає одну атмосферу, або 760 мм рт. ст. У тропосфері середній вміст азоту – 78 %, кисню – 21 %, аргону – 0,93 %, двооксиду вуглецю – 0,03 %.

Стратосфера має верхню межу на висоті приблизно 80–90 км. Маса стратосфери є невеликою – близько 5 % усієї маси атмосфери. Температура у середніх шарах іноді перевищує 25⁰С, але у верхніх вона знову опускається до 80–90⁰С нижче нуля. Наявність тут озону навіть у мільйонних частках відсотка забезпечує надійний захист Землі від згубних для життя ультрафіолетових та інших випромінювань Сонця.

Вище за стратосферу знаходиться *іоносфера*. Повітря тут сильно іонізоване, через що з земної поверхні часто спостерігаються полярні сяйва.

Гідросфера – водяна оболонка Землі, що включає в себе воду морів і океанів, річок, озер і боліт, а також лід льодовиків (поверхнева гідросфера). До гідросфери також належать підземні води (підземна гідросфера).

Підземні води знаходяться в літосферній товщі. Вони циркулюють у водоносних породах, які характеризуються відносно великими міжзерновими просторами (піски, супіски, пісковики та ін.) або тріщинуватістю (пісковики, крейда, вапняки та ін.), а також по зонах розривних тектонічних порушень і карстових порожнин. В останніх часто утворюються підземні річки та озера. Згори і знизу водоносні породи обмежуються водотривкими, які не пропускають воду (глини, щільні пісковики і вапняки, солі та ін.).

Гідросфера є потужним фактором розвитку земної поверхні та неодмінною умовою існування життя на Землі.

Біосфера – зона розповсюдження живих організмів (включно з рослинами), яка утворює суцільну оболонку Землі. Вона складає близько 0,1 % маси усієї земної кори і дуже тісно пов'язана з атмосферою та гідросферою. Вивченням древньої біосфери займається наука палеонтологія (*палаі* – давній, *онто* – організм), що дає можливість відтворювати історію розвитку геологічного середовища, у якому живі організми колись жили та відмирили.

Оскільки людина протягом століть все активніше впливає на геологічні процеси, видатний український вчений, геохімік академік В. Вернадський висунув теорію формування *ноосфери* – оболонки, де основною рушійною геологічною силою є людина. *Ноосфера*, яка частково охоплює біосферу, гідросферу, атмосферу і літосферу, характеризується власними специфічними ознаками.

1.3. Температурний режим земної кори

Сонце протягом хвилини віддає на 1 см² земної поверхні 1,94 кал. теплоти. Ця величина має назву *сонячної постійної*.

Під впливом сонячної енергії відбуваються різноманітні геологічні процеси, що протікають на поверхні і у приповерхневій частині земної кори: кругообіг води, руйнування мінералів і гірських порід та багато інших явищ. Розвиток органічного світу також нерозривно пов'язаний із сонячним теплом.

Амплітуди коливань температури на земній поверхні змінюються у досить широких межах: від -90°C (Антарктида) до $+65^{\circ}\text{C}$ (Африка).

Температура гірських порід під впливом внутрішньої теплоти Землі закономірно підвищується з глибиною. Це явище характеризується *геотермічним градієнтом*, який визначає зміну температури із заглибленням на кожні 100 м. В середньому значення геотермічного градієнта дорівнює 3°C .

Окрім того, існує поняття *геотермічного ступеня* – величини, що є оберненою до геотермічного градієнта і характеризує глибину (в метрах), яку слід досягти, щоб температура підвищувалася на 1°C . Якщо геотермічний ступінь у межах земної кори дорівнює приблизно 33 м, то за незмінного тиску значення температури на різних глибинах будуть: 3,3 км – 100°C ; 12 км – $374,6^{\circ}\text{C}$ (критична температура води); 33 км – 1000°C ; 40 км – 1200°C ; 50 км – 1500°C ; 66 км – 2000°C і т. ін.

Температури розплавлення основних твердих речовин, що утворюють земну кору, дорівнюють $1100\text{--}1700^{\circ}\text{C}$. Таким чином, на глибині 40–50 км за температури $1200\text{--}1500^{\circ}\text{C}$ ці речовини повинні плавитися. Проте через великі тиски вони залишаються у твердо-пластичному стані.

Спостереження геофізиків вказують, що геотермічний ступінь дійсний лише в межах літосфери, а вже у верхній мантії він має інший характер. Зростання температури тут різко уповільнюється, і на глибині 100 км вона дорівнює $1200\text{--}1400^{\circ}\text{C}$, на глибині 2900 км – $2000\text{--}2500^{\circ}\text{C}$, а у центрі Землі – 3000°C і лише в місцях розігріву – 4000°C . За схемою ж «нормального» (теоретичного) геотермічного ступеня температура в ядрі повинна була би дорівнювати $193\ 000^{\circ}\text{C}$, що, безумовно, призвело б до переплавлення земної кори.

1.4. Рухи земної кори

Ще порівняно нещодавно, якихось 40–50 років тому, концепцію *тектоніки літосферних плит* мало хто з геологів сприймав серйозно. Проте зараз це основна фундаментальна теорія, яка має також назву *нової глобальної тектоніки*. Завдяки ній геологи змогли глибше зрозуміти процеси, що відбуваються у глибоких надрах, та встановити їхній взаємозв'язок із загальною еволюцією земної кори, гідросфери, атмосфери і навіть біосфери.

Основи теорії літосферних плит було закладено на початку ХХ ст. у статтях американського геолога Ф. Тейлора (1910) та німецького геофізика А. Вегенера (1912), у яких припускалася «еретична» можливість руху континентів. Згодом А. Вегенером та його послідовниками була сформульована гіпотеза «дрейфу континентів». Так, у теоретичній геології народився новий напрям – *мобілізм* (на протигагу загальнопоширеному на той час *фіксизму*).

Аргументацію можливості дрейфу континентів А. Вегенер обґрунтував тотожністю контурів континентів, а також схожістю геологічних, палеонтологічних, геормофологічних та палеокліматичних особливостей усіх шести континентів. Дуже впливовим фактом була тотожність геологічних розрізів пізньопалеозойських та ранньомезозойських порід у крайових зонах Південної Америки та Африки, що розділені зараз тисячокілометровими просторами Атлантичного океану. Все це дозволило А. Вегенеру припустити, що на початку мезозою, близько 200 млн років тому, усі материки утворювали єдиний велетенський континент – Пангею. Цей суперконтинент складався з двох частин, що відрізнялися своєю геологічною історією: північної – Лавразії, що об'єднувала сучасні Євразію (без Індії) та Північну Америку, і південної – Гондвани, яка включала в себе сучасні Південну Америку, Африку, Антарктиду, Індостан і Австралію. Між південно-східною межею Лавразії та північно-східною Гондвани у вигляді велетенського заливу знаходилася западина давнього океану Тетіс.

Гіпотеза А. Вегенера залишила глибокий слід в історії геофізики та геотектоніки і стала основою подальших досліджень, що дедалі більше свідчили про рух окремих сегментів земної кори. Було зроблено основні відкриття про будову океанічного дна, встановлено властивості речовини мантії. Вже у післявоєнні роки відродження ідей «мобілізму» було пов'язане, в першу чергу, з палеомагнітними дослідженнями, що підтвердили дрейф континентів. Саме ці та інші сучасні відкриття уможливили створення теорії *нової глобальної тектоніки*, яка прийшла на зміну гіпотезі дрейфу континентів.

Важливим кроком на шляху до тектоніки плит була *гіпотеза спредингу* (Хесс, 1960) – розсунення океанічного дна у боки від середньо-океанічних хребтів, що опоясують усю земну кулю. За цією гіпотезою, розширення океанічного дна обумовлюється конвективними потоками розчиненої речовини мантії, яка виноситься назовні в осьових частинах океанічних хребтів. Оскільки площа земної кори є постійною, народження кори (літосфери) у зоні океанічних хребтів повинно супроводжуватися її знищенням у будь-яких інших зонах. Такими зонами є океанічні жолоби (рифти), що розташовані поблизу островних дуг або так званих активних континентальних околиць (характерний приклад – західне узбережжя Південної Америки). Згідно з гіпотезою спредингу в області жолобів відбувається занурення океанічної літосфери, котра спочатку уходить під островну дугу, а потім далі під континент на глибину, що сягає близько 700 км. Цей процес має назву *субдукція* (рис. 1.6, а). Прикладом наслідків

субдукції є утворення островних дуг та глибоководних жолобів – Курильська та Камчатська островні дуги, Андський гірський пояс і т. ін.

У разі, коли відбувається зіткнення двох континентальних плит, процес має назву *обдукція* (рис. 1.6, б). Саме внаслідок обдукції свого часу утворився Альпійсько-Гімалайський гірський пояс, що простягається через усю Європу й Азію.

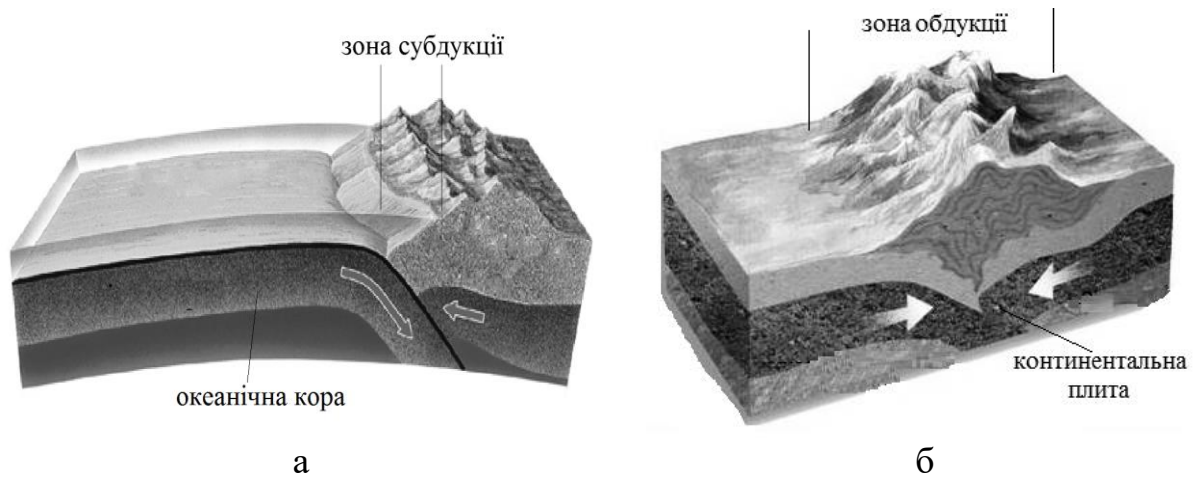


Рис. 1.6. Контакти літосферних плит:
а – зона субдукції; б – зона обдукції

Ще одним типом контакту двох літосферних плит є *трансформні розломи*. Вздовж них краї плит ковзають без суттєвого розсування чи насування.

Більшість геологів виділяють 10 великих і декілька десятків середніх та малих плит, що складають літосферу Землі. Рухаються вони з різними швидкостями – від 1–2 до 8–10 см/рік. Найвищу швидкість руху плит зафіксовано у рифті Східно-Тихоокеанського підняття.

До найбільших літосферних плит належать:

1. *Тихоокеанська* – найбільша за площею, що цілком складається з океанічної кори і займає більшість дна від осі Східно-Тихоокеанського підняття до системи глибоководних жолобів на півночі і заході Тихого океану.

2. *Плита Наска* – яка є аналогічною за складом і займає дно Тихого океану на схід від осі Східно-Тихоокеанського підняття до осі Перуансько-Чилійського жолоба.

3. *Північно-Американська* – що з півдня обмежена трансформними розломами Кайман і Баракуда. Східна її межа проходить по осі Серединно-Атлантичного хребта, а північна – по його характерному продовженню – хребту Геккеля.

4. *Південно-Американська* – яка межує з Північно-Американською по розлому Баракуда. Зі сходу вона обмежується зоною Серединно-Атлантичного хребта, а на півдні – жолобом вздовж Сандвічевих островів. Далі на захід границя плити проходить по трансформному розлому аж до

Магелланової протоки. Західну границю її традиційно проводять по Перуансько-Чилійському жолобу.

5. *Африканська плита*, що, окрім континентальної, включає в себе океанічну кору Атлантичного, Індійського, Північного Льодовитого океанів. Переважна більшість границь цієї плити припадає на рифтові тріщини та трансформні розломи Південно-Атлантичного, Африкано-Антарктичного, Західно-Індійського й Аравійсько-Індійського підводних хребтів, а також Аденської затоки і Червоного моря. По Азоро-Гібралтарському трансформному розлому Африканська плита межує з Євразійською.

6. *Євразійська плита* у своєму складі має суттєву частку континентальної кори. З півночі і заходу по рифтовій осі середньо-океанічних хребтів Геккеля, Леона та Північно-Атлантичного вона межує з Північно-Американською плитою. Східна межа Євразійської плити проходить по горах Паміру, Тянь-Шаню, Алтаю, Саян, а далі на схід – по Становому і Алданському хребтах. На заході її границя чітко проявляється по гірських областях Піреней, Альп, Карпат, Кавказу і Копетдагу.

7. *Індійська, або Індо-Австралійська*, плита включає в себе як материкову літосферу Індостану й Австралії, так і океанічну – північно-східної частини Індійського океану.

8. *Антарктична плита* оточена трансформними розломами, що визначають її границі.

До крупних плит також відносять *Аравійську* (що майже повністю складається з материкової літосфери), а також плиту *Кокос* (що повністю складається з океанічної кори). Майже усі малі плити входять до планетарних поясів стиснення літосфери, які визначаються планетарними гірськими системами.

Тектоніка плит є поверхневим проявом конвективних рухів у надрах мантиї. Найважливішою особливістю тектоніки Землі є лінійність її основних структур – середньоокеанічних і континентальних рифтових систем та систем глибоководних океанічних жолобів у океанічній корі. Відсуваючись у боки від середньоокеанічних хребтів, океанічна кора (літосфера) застигає і закінчує свій геологічний шлях, знову занурюючись у глибоководних жолобах у мантию.

Тектоніка літосферних плит – надійна основа для розробки фундаментальної теорії утворення та еволюції земної кори. Тому вона і отримала назву *нової глобальної тектоніки*.

Контрольні запитання до розділу 1

1. Що вивчає інженерна геологія?
2. Що вивчає геотехніка?
3. На які окремі науки поділяється геологія?
4. Яка структура сучасної інженерної геології?
5. Які етапи розвитку інженерної геології в Україні?

6. Які планети входять до Сонячної системи?
7. Які особливості має кожна планета Сонячної системи?
8. Що таке астероїди, метеорити та комети?
9. Схарактеризуйте форму, розміри та будову Землі.
10. Скільки й які оболонки має планета Земля?
11. Схарактеризуйте внутрішні оболонки Землі.
12. Схарактеризуйте зовнішні оболонки Землі.
13. Що розділяють поверхні Мохо та Конрада?
14. У чому полягає теорія літосферних плит?
15. Яку роль у формуванні земної кори відіграють спрединг та субдукція?

РОЗДІЛ 2. СКЛАД ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

Хімічний склад земної кори (літосфери) залежить від особливостей її утворення. У 80-х рр. ХХ ст. американський геохімік Ф. Кларк на основі 6000 результатів аналізів гірських порід із різних регіонів Землі визначив її середній хімічний склад. У 1889 р. він опублікував таблицю з цими даними, що мало величезний вплив на розвиток як геології в цілому, так і геохімії зокрема. Пізніше багато вчених займалися уточненням та вдосконаленням цієї таблиці, а середні значення концентрацій хімічних елементів у планетарному масштабі на честь американського геохіміка стали називати «кларками» (земної кори, світового океану та ін.).

Основними хімічними елементами, що складають речовину літосфери, є кисень, кремній та алюміній. Важливу роль відіграють також залізо, кальцій, натрій, калій і магній. Усі інші елементи зустрічаються настільки рідко, що суттєво не впливають на загальний склад і якість речовини земної кори (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Хімічний склад геосфер Землі, % по вазі

Хімічні елементи	Гранітна геосфера	Базальтова геосфера	Літосфера до глибини 16–20 км	Земля в цілому
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>
O	47,59	44,24	46,8	27,71
Si	27,72	23,24	27,3	14,53
Al	8,13	8,46	8,7	1,79
Fe	5,01	8,76	5,1	39,76
Ca	3,03	6,51	3,6	2,32
Na	2,85	2,35	2,6	0,38
K	2,60	1,28	2,6	0,14
Mg	2,09	3,73	2,1	8,69
Ti	0,63	0,83	–	0,02
C	0,09	–	–	0,04
S	0,05	0,10	–	0,64
P	0,13	0,20	–	0,11
Mn	0,04	0,25	–	0,07
Cu	–	–	–	0,20
Ni	–	–	–	3,46
Інші	0,04	0,05	1,2	0,14
Усього	100	100	100	100

Хімічні елементи і сполуки внаслідок різних геологічних процесів утворюють мінерали та гірські породи.

2.1. Мінерали та їх властивості

Мінералами називають складові частини гірських порід та руд, що відрізняються за хімічним складом та фізичними властивостями (колір, блиск, твердість і т. ін.). Наприклад, біотитовий граніт як гірська порода складається з трьох головних мінералів: світлого польового шпату, сірого кварцу та чорної слюди (біотиту). Руда магнітного залізняка утворена майже мономінеральним агрегатом, що складається з кристалічних зерен магнетиту.

Термін *мінерал* походить від старовинного слова «мінера» – шматок руди. Це вказує, що його походження пов'язане з гірничим промислом. Мінерали вивчає наука *мінералогія*.

Мінерал – природна хімічна сполука (іноді – самородний елемент), що є продуктом різних фізико-хімічних процесів (включно з життєдіяльністю організмів), які відбуваються у земних надрах.

Мінерали можуть складатися як з одного хімічного елемента (сірка, алмаз, графіт, самородна мідь, золото, срібло і т. ін.), так і з різних хімічних сполук (кварц, слюда, кальцит і т. ін.). Мінерали в умовах земної кори є переважно твердими (кварц, кам'яна сіль, алмаз і т. ін.), проте інколи бувають і рідинними (вода, самородна ртуть, нафта і т. ін.).

Мінерали зазвичай утворюють скупчення (агрегати), що об'єднуються за умовами походження (генезисом). Такий природний комплекс мінералів має назву *гірська порода*. Гірські породи можуть складатися з часток переважно одного мінералу і у цьому випадку називаються *мономінеральними*. Гірські породи, що представляють собою закономірні сполучення часток декількох різних мінералів, мають назву *полімінеральних*.

Відомо близько 2000 мінералів. Більша частина мінералів зустрічається дуже рідко, і лише 50 із них широко розповсюджені у природі й складають основну масу гірських порід. Ці мінерали мають назву *породоутворюючих*.

Переважання у земній корі кисню, кремнію та алюмінію визначає найбільше розмаїття мінералів, що належать до окислів, силікатів та алюмосилікатів (солей кремнієвої та алюмокремнієвої кислот), а також до групи солей інших кисневміщуючих кислот – карбонатів, фосфатів, сульфатів та ін., що разом складають 2/3 усіх відомих мінералів. Відповідно, серед гірських порід найпоширеннішими є породи силікатного та алюмосилікатного складу, а також карбонатні породи. Суттєву роль у складі руд металічних корисних копалин відіграють також сірчані мінерали – сульфіди.

Мінерали утворюються як у глибинних, так і у приповерхневих умовах, залежно від чого вони поділяються на *ендогенні* та *екзогенні*.

Ендогенні процеси мінералоутворення пов'язані, головним чином, з *магмою* – полум'яно-рідинним силікатним розчином, що утворюється у глибинних зонах земної кори і верхньої мантії. Просуваючись у верхні шари літосфери, магма охолоджується й кристалізується, перетворюючись на мінерали, що мають назву *магматичних* і *постмагматичних* (пневматолітових, гідротермальних та ін.).

Екзогенні мінерали утворюються в процесі фізико-хімічних перетворень осадових порід, що накопичуються в океанах, морях, річках, озерах та болотах. Тому вони мають назву осадових.

Як магматичні (постмагматичні), так і осадові мінерали змінюються під дією високих температур і тисків. Зміни стосуються кристалічної структури, фізичних властивостей та хімічного складу. Нові мінерали, що утворюються внаслідок таких змін, мають назву *метаморфічних* (метаморфогенних).

Будова мінералів часто обумовлюється процесами їх формування.

Більшість мінералів – тверді тіла, що можуть бути *кристалічними* або *аморфними* (некристалічними). Основною ознакою кристалічної речовини або кристала є певний порядок у просторовому розташуванні елементарних часток, що його складають. Закономірне розташування атомів всередині мінерала утворює так звану *кристалічну решітку*. Просторове положення елементарних часток характеризує структуру кристала.

Визначальною зовнішньою ознакою кристала є його правильна геометрична форма, яка має назву *сингонія*. Кристали обмежені гранями, прямими ребрами і точками перехрещення ребер – вершинами (рис. 2.1).

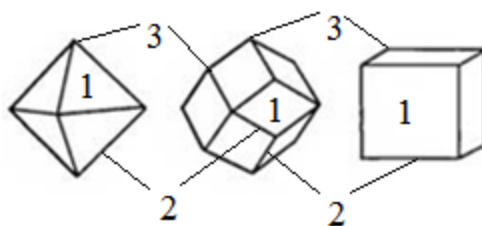


Рис. 2.1. Кристал: 1 – грані; 2 – ребра; 3 – вершини

Деякі мінерали не мають кристалічної будови і є *аморфними*. На відміну від кристалічної аморфна речовина характеризується хаотичним розміщенням часток, що її складають, і є аналогічною до рідини, розплаву або так званих «твердих рідин» (речовини типу скла).

В аморфних мінералах фізичні властивості (теплопровідність, твердість, сили зчеплення, світлозаломлювання і т. ін.) в усіх напрямках є однаковими. Такі мінерали мають назву *ізотропних*. Типовими представниками аморфних мінералів є лімоніт і опал.

Поодинокі кристали мінералів у природі зустрічаються порівняно рідко. Зазвичай це різні мінеральні зростки. Останні можуть бути утворені як кристалами одного мінералу, так і складатися з декількох мінералів, що зрослися разом (парагенезис мінералів). Залежно від зовнішньої форми такі зростки носять назви «друзи», «щітки», «секреції», «конкреції» і т. ін.

Хімічний склад мінералів залежить від процесів їх утворення.

Мінерали – природні сполуки, склад яких може бути виражений хімічними формулами.

Серед мінералів є такі, що завжди мають постійний хімічний склад (наприклад, SiO_2 – кварц, FeS_2 – пірит), і ті, що мають різні домішки. Домішки можуть бути як у вигляді газів, розчинів, механічних часток, так і у

вигляді окремих хімічних елементів, що входять до кристалічної решітки, не порушуючи цілісності мінералу. Це – ізоморфні домішки. При цьому саме явище має назву *ізоморфізму*.

Деякі мінерали з однаковим хімічним складом можуть мати різну структуру і зовнішній вигляд кристала, а відповідно, і фізичні властивості (наприклад, алмаз та графіт, що складаються з вуглецю).

Багатьом мінералам властива присутність води, яка за міцністю зв'язків може бути поділена на конституційну, кристалізаційну та цеолітну. Найменше пов'язана з мінералом цеолітна вода, яка під час нагрівання покидає решітку практично, не змінюючи його властивостей. Кристалізаційна вода міцніше зв'язана з кристалічною решіткою мінералу, і її видалення за високої температури відбивається на багатьох хімічних і фізичних властивостях мінералу. Ще міцніше пов'язана з кристалічною решіткою мінералу конституційна вода, приєднання якої означає утворення особливої форми мінералу, а її видалення – руйнує мінерал.

Фізичні властивості мінералів є їхньою важливою ознакою. Хімічний склад і структура надають кожному з них специфічні фізичні якості та зовнішні ознаки, за якими можна відрізнити один мінерал від іншого. Розрізняють такі зовнішні фізичні властивості мінералів: твердість, блиск, колір, колір риски, спайність, злам, форма кристалів, питома вага, магнітність, взаємодія з HCl і т. ін.

Твердість. У мінералогії під твердістю розуміють ступінь опору, що здатний здійснити мінерал будь-якій механічній дії. Абсолютна твердість визначається інструментально, а відносна – поширеним методом Ф. Мооса, який розробив десятибальну шкалу твердості за можливістю дряпання мінералів алмазом, один одним та різними предметами (табл. 2.2).

Таблиця 2.2

Шкала твердості (за Ф. Моосом)

Мінерали	Твердість за шкалою Мооса	Характеристика твердості
Тальк	1	Легко дряпається нігтем
Гіпс	2	Дряпається нігтем
Кальцит	3	Легко дряпається ножом
Флюорит	4	Важко дряпається ножом
Апатит	5	Ніж не залишає подряпин
Ортоклаз	6	Залишає подряпину на сталі
Кварц	7	Легко дряпає сталь
Топаз	8	Дряпає скло і гірський кришталь
Корунд	9	Легко дряпає сталь, скло і усі мінерали, окрім алмаза
Алмаз	10	Ріже скло

Блиск. За блиском мінерали поділяють на дві великі групи: з металевим і з неметалевим блиском. Окрім того, існують мінерали без блиску – матові, що нагадують землясті маси. Металевий блиск нагадує блиск свіжого зламу

металу. Неметалевий може бути: скляним, алмазним, перламутровим, шовковистим, жирним, восковим.

Злам – нерівна поверхня розколу мінералу, що не збігається зі спайністю. За формою поверхні розрізняють злам: раковистий – має увігнуту або випуклу поверхню концентричного вигляду (злам кварцу, вулканічного скла); скалкуватий – з нерівною поверхнею, з якої виступають однаково орієнтовні скалки (азбест, гіпс); землистий – шорстка поверхня, що ніби покрита пилом (злам каоліну, лімоніту); рівний – поверхня зламу є рівною (кальцит, магнетит); зернистий – спостерігається у мінералів із зернистою будовою (мармур, апатит) і т. ін.

Спайність – здатність мінералу розколюватися після удару за певними напрямками з утворенням гладких блискучих поверхонь. Площина розколювання мінералу називається *площиною спайності*. Спайність властива лише кристалічним речовинам і завжди спрямована паралельно одній із можливих або дійсних граней кристала. Розрізняють такі *види спайності*:

- 1) цілком досконала – мінерал легко розколюється за визначеними поверхнями з утворенням гладкодзеркальних площин;
- 2) досконала – мінерал розколюється переважно за площинами спайності після незначного удару;
- 3) середня – мінерал після удару розколюється як за площинами спайності, так і за неправильними поверхнями зламу;
- 4) недосконала – більшість поверхонь уламків має неправильну форму;
- 5) зовсім недосконала – межує з повною відсутністю спайності – поверхні сколу (зламу) нерівні.

Колір. Для деяких мінералів колір є постійною ознакою (малахіт, азурит, куприт та ін.). Проте для більшості мінералів ця ознака є непостійною. Так, наприклад, кварц може бути прозорим, білим, чорним, рожевим, коричневим, зеленим і т. ін. Дуже часто колір мінералу залежить від наявності будь-яких домішок, твердих включень, бульбашок газу у тріщинах тощо.

Колір риски (колір мінералу у порошку). У деяких мінералів колір порошку відрізняється від кольору мінералу у свіжому сколі. Щоб отримати порошок мінералу, ним дряпають по неглазуваній фарфоровій пластинці, на якій залишається слід (риска).

Форма кристалів – може бути ізометричною (куби піриту, галіту), витягнутою в одному напрямку (призматичні, стовбчасті, голчасті кристали), витягнутою у двох напрямках і зі збереженням короткої третьої сторони (таблитчасті, листоваті, пластинчасті кристали). Кристали зустрічаються у вигляді двійників, зростків, друз, щіток і т. ін.

Штрихуватість. Грані кристалів часто бувають вкриті штрихами (кварц, турмалін), що є їхньою характерною ознакою.

Питома вага – це співвідношення маси мінералу та його об'єму. Вона залежить від хімічного складу і типу кристалічної структури мінералу. Чим більший порядковий номер елементів, які входять до його складу, тим

більшою є і його питома вага. За питомою вагою мінерали поділяються на три групи: легкі – менше трьох (галіт, гіпс, кварц); середні – від трьох до п'яти (більшість силікатів, карбонатів); важкі – більше п'яти (більшість, сульфідів, самородних металів та ін.).

Прозорість – властивість мінералу пропускати світло. За ступенем прозорості мінерали поділяються на прозорі – через мінерал можна бачити літери у книжці, напівпрозорі – через шматки мінералу світло проходить слабко, непрозорі – мінерал навіть у тонких пластинках не пропускає світло.

Додаткові ознаки – включають у себе здатність деяких мінералів хімічно реагувати зі слабким розчином соляної кислоти, діяти на магнітну стрілку, мати смак, запах і т. ін. Перша з цих властивостей є характерною для карбонатів, друга – для окислів заліза. Смак мають деякі галогеніди (галіт, сильвін, карноліт і т. ін.). Запах з'являється у деяких фосфатів і сульфідів під час тертя один об одного.

Класифікація мінералів має важливе значення, оскільки кожний мінерал є, з одного боку, конкретною хімічною сполукою, а з іншого – має певну кристалічну структуру. В Україні однією з основних класифікацій є поділ мінералів на класи за хімічним складом (табл. 2.3).

Таблиця 2.3

Хімічна класифікація мінералів

Клас	Підклас	Група
1	2	3
Самородні елементи	–	–
Карбіди, нітриди, фосфіди	–	–
Сульфіди	1. Прості сполуки 2. Сульфасолі	– –
Галогеніди (галоїдні сполуки)	1. Фториди 2. Хлориди, броміди, йодиди	– –
Оксиди (окисли та гідроокиси)	1. Окисли 2. Гідроокиси	– –
Карбонати та нітрати	1. Карбонати 2. Нітрати	– –
Йодати	–	–
Сульфати, селенати, телурати	1. Сульфати 2. Селенати 3. Телурати	– – –
Хромати	–	–
Молібдати та вольфрамати	1. Молібдати 2. Вольфрамати	– –
Фосфати, арсенати, ванадати	1. Фосфати 2. Арсенати 3. Ванадати	– – –
Арсенати	–	–
Борати	–	–

Продовження таблиці 2.3

1	2	3
Силікати	Острівні	Олівіну, гранату, силіманіту, мелніту
	Кільцеві	Берилу
	Ланцюжкові	Піроксенів
	Стрічкові	Амфіболу і рогових обманок
	Листкові	Слюд, хлоритів
	Каркасні	Польових шпатів
Органічні сполуки	1. Солі органічних сполук	Оксалатів, ацетатів, азотисті сполуки
	2. Викопні смоли	–

2.2. ГІРСЬКІ ПОРОДИ ТА ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

Мінерали у різних комбінаціях утворюють *гірські породи*, які, у свою чергу, є основою літосфери. Основними ознаками, на яких може бути побудована класифікація гірських порід, є їх мінеральний і хімічний склад, структура, умови (форми) залягання та генезис.

Мінеральний склад гірських порід дає можливість встановити, з яких складових вони утворилися.

Структурою гірської породи називається сукупність особливостей її будови, що обумовлена розмірами, формою та співвідношенням складових породи.

Текстурою гірських порід називається сукупність ознак, що визначаються положенням та розподілом мінеральних складових породи у просторі, який вона займає.

За генетичною ознакою розрізняють *первинні*, *вторинні* й *агломеративні* структури. Первинні утворюються під час кристалізації магми та гідротермальних розчинів; вторинні – внаслідок зміни первинних; агломеративні – внаслідок накопичення та цементації уламкових осадків.

Процеси, що обумовлюють зміни у складі і будові земної кори, а також утворення та руйнацію гірських порід, зміну їхньої форми, структури та умов залягання, носять назву *геологічних процесів*. Розділ геології, у якому розглядаються та вивчаються геологічні процеси, має назву *динамічної геології*.

За часом геологічні процеси можуть відбуватися у різні строки: одні закінчуються швидко – наприклад, виверження вулканів, землетруси, гірські обвали, а інші тривають мільйони років – осадконакопичення, гороутворення й ін. Вони можуть відбуватися лише під впливом якихось сил, а для виникнення сили потрібна енергія. Оскільки джерелом енергії Землі є, з одного боку, тепла енергія Сонця, а з іншого – внутрішня енергія планети (радіоактивного розпаду та хімічних реакцій), то, відповідно до цих джерел,

розглядають дві групи геологічних процесів: *внутрішньої (ендогенні процеси)* та *зовнішньої (екзогенні процеси)* динаміки Землі.

Ендогенні геологічні процеси відбуваються у надрах Землі в умовах високих температур і тисків. Основне джерело енергії ендогенних процесів – внутрішня теплота Землі, яка генерується головним чином внаслідок ядерних та хімічних реакцій. Нерівномірний розподіл енергії у літосфері призводить в одних випадках до зміни складу, властивостей та структури мінералів і гірських порід (метаморфізму), а в інших – до плавлення порід з утворенням магми (анатексис). Величезна теплова енергія викликає рух окремих літосферних плит, в процесі якого змінюється просторове положення гірських порід, з'являються розриви і тріщини в земній корі. Це створює умови для переміщення речовини з одних зон Землі до інших. Магматичний розплав, що утворюється на глибині, по тектонічних тріщинах підіймається вгору, переносячи глибинну речовину до земної поверхні. Осадкові породи, які є типовими поверхневими утвореннями, під час низхідних рухів земної кори опиняються в умовах великих глибин, де на них діють температура і тиск. Внаслідок цього вони частково або повністю переплавляються і перетворюються у магматичні розплави, з яких за певних умов утворюються магматичні породи. Серед основних процесів внутрішньої динаміки виділяються такі форми їхнього прояву, як тектонічні рухи, землетруси, магматизм та метаморфізм.

Екзогенні геологічні процеси. Джерелом енергії екзогенних геологічних процесів є теплова енергія Сонця та сили гравітації, а основними факторами – температура, вода, крига, вітер, живі організми. Залежно від факторів і середовища прояву екзогенні процеси поділяють на *денудаційні, осадконакопичення, діагенезу та катагенезу.*

Денудація – процеси руйнування гірських порід, що супроводжуються переміщенням їхніх уламків під дією гравітаційних сил, вітру, води, криги (агенти денудації). У денудаційному процесі можна виділити стадію руйнування гірських порід і стадію переносу (транспортування) продуктів руйнування. Закінчується процес *седиментацією* (осадконакопиченням), після якої наступають стадії *діагенезу* – переродження осадку у гірську породу, що виражається у її ущільненні, цементації, дегідратації, та *катагенезу* – перекристалізації осадкової породи.

2.2.1. Магматизм та магматичні гірські породи

Магматизм – процеси, що пов'язані з утворенням та рухом у земній корі магми і народженням із неї магматичних порід. *Магма* – природний, насичений газами, вогняно-рідинний розплав, що утворюється у верхній мантії (астеносфері) або у літосфері. Склад магми неоднорідний і залежить від порід, що розплавилися. Магматизм буває *інтрузивним* і *ефузивним*. У випадку інтрузивного магматизму магма не досягає земної поверхні, а застигає у тріщинах, порожнинах або розплавлених нею ділянках земної

кори, утворюючи *глибинні магматичні тіла*, або *інтрузії*. У випадку ефузивного магматизму магма виливається на земну поверхню і застигає, формуючи *ефузивні покрови*.

Магматизм розвивається на тих ділянках літосфери, де порушується термодинамічна рівновага (між температурним режимом та тиском), яка встановилася в процесі тривалого геологічного розвитку. Порушення рівноваги може бути викликане дією на гірські породи глибинних теплових потоків, фізико-хімічних процесів, радіоактивного розпаду речовини. Процеси магматизму відіграють велику роль у формуванні земної кори, утворенні родовищ корисних копалин та ін. Близько 90 % об'єму всієї земної кори складають породи магматичного походження.

Інтрузивний магматизм. Областю його прояву є верхня мантія і земна кора. Сутність процесу полягає у народженні магми, її міграції та утворенні інтрузивних (глибинних) магматичних тіл. За місцем утворення магму поділяють на *мантійну* і *корову*. Походження мантійної магми пов'язують з астеносферою, де відбувається плавлення підкорових порід і виплавлення із них розплаву, що за своїм складом відповідає основним та ультраосновним породам – базальтам, перидотитам (*базальтова магма*). Корова магма утворюється на глибинах до 30 км в процесі переплавлення осадових, метаморфічних та кислих магматичних порід. За складом корові магми відповідають кислим породам – гранітам (*гранітна магма*).

Величезні підземні резервуари, що заповнені вогняно-рідинним розплавом – магмою, мають назву *магматичних вогнищ*. Вони бувають первинними і вторинними. *Первинним* магматичним вогнищем вважається місце зародження магми, а *вторинним* – ділянка земної кори, куди магма перемістилася в процесі міграції. Під час геофізичних досліджень, які були проведені у районах вулканічної діяльності, первинні вогнища було виявлено на глибинах 60–200 км, а вторинні – на 5–7 км. Так, у межах Камчатської та Курильської вулканічних зон глибина залягання первинних магматичних вогнищ – 60–100 км, а під вулканом Везувій вторинне вогнище, що його живить, розташоване на глибині лише 6 км.

Магматичні осередки можуть існувати безмежно довго, ніяк не впливаючи на поверхню Землі у разі, якщо земна кора не зазнає тектонічних рухів. Рухи земної кори створюють у породах тріщини (канали), по яких розплав переміщується у верхні зони літосфери. В процесі руху магма розподіляється на дві фази: розплав і газ. Основну частину системи складає розплав, а на газі припадає від 1,5 до 12 % об'єму магми.

Розплав – багатокомпонентна система, що складається з окислів: SiO_2 , Al_2O_5 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O та ін. У складі газів переважають пара води та летючі сполуки – Ca_2 , SO_3 , SO_2 , H_2S , Cl , F , B . У гранітній магмі найбільше окислів кремнію (кремнієвої кислоти), тому гранітні магми називають *кислими*, а базальтові магми, що багаті на основи – Ca , Mg та Fe – *основними*. В процесі проникнення магми у літосферу первинний склад її може змінюватися завдяки асиміляції (засвоєнню) контактуючих із магмою гірських порід.

Важливою особливістю магми є її *диференціація* – розподіл первинної магми на фракції, що відрізняються за хімічним складом і фізичним станом. Розрізняють два типи диференціації – власне магматичну і кристалізаційну. В процесі магматичної диференціації первинний розплав поділяється на декілька частин, які не змішуються між собою через різницю у складі. В межах цих частин відбувається утворення кристалів мінералів – спочатку тугоплавких, а потім легкоплавких, що має назву *кристалічна диференціація*. У гірській породі, що утворилася таким шляхом, одні мінерали матимуть правильніші форми зерен, а інші виконуватимуть роль цементу.

Утворення кристалів мінералів супроводжується розподілом останніх за питомою вагою – це процес *гравітаційної диференціації*. При цьому важчі частки мігрують униз, а легкі – вгору.

Піднімаючись по тріщинах до поверхні, магма на своєму шляху захоплює, розплавляє і засвоює (асимілює) різні гірські породи. Це приводить до утворення додаткових різновидів самої магми і, відповідно, магматичних мінералів і порід. Якщо уламки гірських порід будуть асимільовані не повністю, то утворюються ксеноліти (останці) порід.

Під час витискання з розплаву тугоплавкої фракції спочатку утворюються *ультраосновні* магматичні породи, потім *основні*, *середні*, *кислі* і *лужні*. Існування диференціації підтверджують приклади різкої зміни петрографічного складу порід в одній і тій же інтрузії. Так, один з інтрузивних масивів Українського кристалічного щита у центральній частині складений основними та ультраосновними породами (габро – перидотити), а у напрямку до краєвих частин – породами середнього (сієніти) та кислого (граніти) складу. Наявність такої диференціації має підтвердження і у періодичній зміні складу лав у вулканах Везувій, Ключевська сопка та ін.

Залежно від глибини залягання, інтрузії магматичних порід можуть бути *абісальними* (глибинними) та *гіпабісальними* (інтрузії помірних глибин). Перші характеризуються значними розмірами (батоліти, штоки), другі є меншими за розмірами, але різноманітнішими за формою (дайки, лаколіти та ін.) (рис. 2.2).

Ендогенні процеси мінералоутворення пов'язані в основному з глибокими частинами земної кори, де панують високі температури ($T = 1200 \div 1300^{\circ}\text{C}$) і великі тиски (3–8 тис. атм.). Мінерали, що утворюються з магми, мають назву *магматичних*. Магми характеризуються різноманітним хімічним складом. У хімічних процесах, що виникають у магмі, беруть активну участь летючі газоподібні речовини. Останні знижують точки плавлення мінералів, змінюючи тим самим порядок їхнього випадіння з розплаву. Летючі сполуки утримуються у розплаві доти, доки зовнішній тиск є більшим за внутрішній у магмі. З падінням зовнішнього тиску вони піднімаються вгору по тріщинах, виносячи з собою такі важкі метали, як свинець, цинк, олово, срібло, вольфрам, залізо та інші у вигляді легкорухомих сполук.

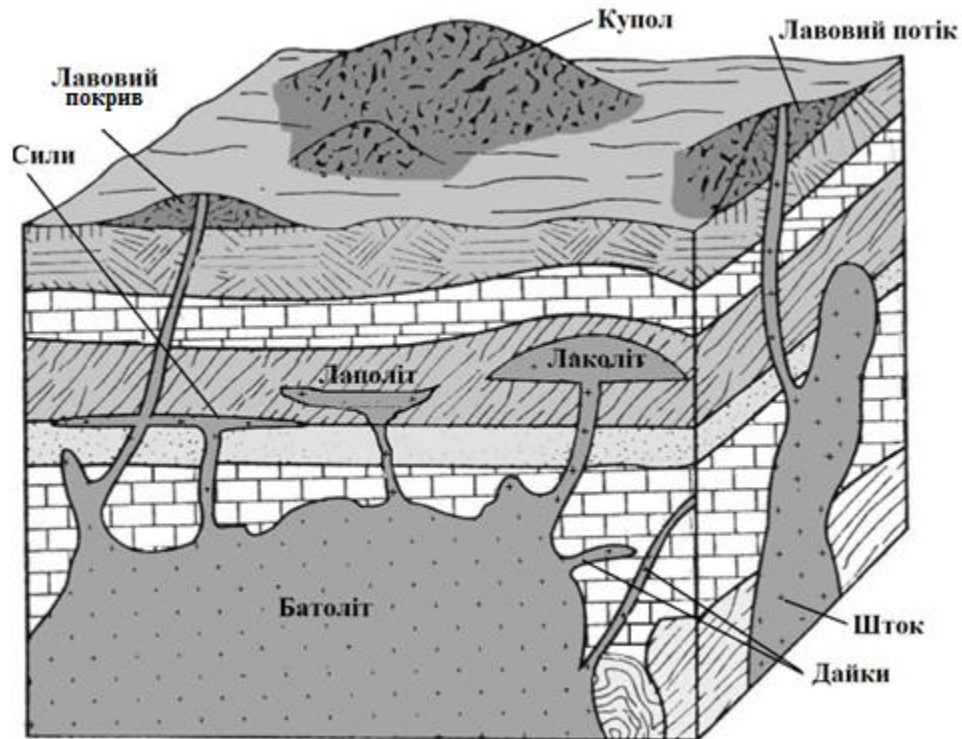


Рис. 2.2. Інтрузії та ефузивні покриви

Двооксид кремнію (SiO_2) складає від 35 до 80 % усієї магми. За його вмістом магми поділяють на кислі (65–75 %), середні (52–65 %) та основні (40–52 %). Подальше зменшення або збільшення вмісту SiO_2 приводить до утворення відповідно ультраосновної або ультракислої магми. Кожній із цих магм відповідають певні типи гірських порід і мінералів.

Коли процес кристалізації магми в основному закінчився, у верхніх крайових частинах масиву, що застигає, накопичуються порції «залишкової» магми, збагаченої летючими сполуками з хлором, фтором та бромом. Ці сполуки активно заміщують раніше утворені мінерали, і на їхньому місці відкладають нові, так звані *пегматитові*, а сам процес називають пегматитовою фазою розвитку магматичного вогнища. Він відбувається на глибині 3–8 км від поверхні Землі за температури 300–900°C. Обов'язковими умовами формування пегматитів є високий тиск, який сприяє утриманню летючих компонентів магми у розчиненому стані, а також постійність високої температури та складу. Лише за цих умов можуть утворюватися «кристали-велетні» і «структури проростання», що є типовими для пегматитів.

Постмагматичні явища. Таку назву мають геологічні процеси, що розвиваються навколо інтрузиву у період і після охолодження та кристалізації магми. У постмагматичних процесах велику роль відіграють суміші гарячих газів та гідротермальних розчинів, які мають назву *флюїдів*. Розпечені флюїди, що відділяються від магми по порах і тріщинах вміщуючих порід, проникають у холодніші породи.

За подальшого значного зменшення зовнішнього тиску газово-рідинні розплави можуть відокремлюватися від інтрузії і формувати у тріщинах бокових порід мінеральні утворення, що мають назву *пневматолітів*. Ці розплави багаті на хлор, фтор, бром і фосфор, що робить їх дуже легкими і рухливими. Вони можуть виникати на глибині 3–6 км за температури 400–600⁰С.

Еволюційний розвиток магматичного вогнища закінчується *гідротермальною* фазою, що характеризується температурами нижче критичної точки води (374⁰С) і відносно незначним тиском. Мінерали при цьому утворюються з гарячих висхідних розчинів, що відокремлюються від магми. Потрапивши у середовище нижчих температур і тисків, вони, поступово охолоджуючись, циркулюють у тріщинуватих зонах порід у вигляді перегрітих розчинів – гідротерм. На ділянках зміни тисків, температур, концентрацій, що мають назву *геохімічних бар'єрів*, різні мінеральні речовини випадають із гідротермальних розчинів у вигляді мінеральних солей. Розкристалізовуючись, вони утворюють різноманітні гідротермальні мінерали.

Гідротермальні флюїди не лише утворюють самостійні мінерали, але і змінюють хімічно активні гірські породи. Так, проникаючи у карбонатні породи (вапняки і доломіти), вони заміщують карбонатні сполуки силікатами кальцію, магнію, заліза, алюмінію й одночасно відкладають у них рудні мінерали. В результаті утворюються якісно нові породи – *скарни*. Цей процес має назву *метасоматоз*.

Постмагматичні процеси відіграють велику роль в утворенні рудних родовищ корисних копалин (родовища у Донбасі, Карпатах, Криму, Дніпровсько-Донецькій западині, на Українському щиті та ін.).

Вулканізм – це сукупність процесів і явищ, пов'язаних із переміщенням і виходом на поверхню магматичних мас та флюїдів. Вулканічна діяльність зазвичай проявляється на ділянці суші або морського (океанічного) дна, під яким існує вулканічне вогнище. Важлива умова вулканізму – рухи земної кори, що приводять до появи в ній глибинних тріщин (розломів), які з'єднують магматичне вогнище з поверхнею Землі. Навколо послаблених ділянок зон розломів утворюються вулкани *центрального типу*, а за наявності контролюючих вулкани тріщин (що витягнуті від зон розломів) – *тріщинного типу*. Саме поняття «вулкан» означає вивідний отвір, через який із надр Землі викидаються продукти виверження (лава, уламки, гази). Проте частіше це поняття включає в себе конус, утворений продуктами виверження з заглибленням (кратером) у центрі.

Будова вулканічного апарату. Вулкани можуть бути як поодинокими, так і ланцюгово витягнутими вздовж регіональних розломів. Вони розрізняються за розмірами, формою, параметрами кратера і підвідного каналу – жерла. Вулкан часто утворює конічну форму, що має назву *вулканічний конус* (рис. 2.3). Висота вулканічного конуса залежить від віку вулкана і характеру його вивержень. Як правило, чим старішим є вулкан, тим

вищим є його конус, що складається із затверділих потоків лави і вулканічних уламків. Висоти конусів – від перших сотень до 8–9 тис. м (Везувій – 1186 м, Етна – 3522 м, Ключевська сопка – 4850 м та ін.). Найвищі вулкани знаходяться в Андах (Аконкагуа – 6960 м) та на Гавайських островах у Тихому океані (Мауна Лоа – 8766 м).



Рис. 2.3. Будова вулкану

На схилах конусів утворюються глибокі яри – баранкоси (ісп. barranco – яр, розщелина) і невеликі побічні паразитичні конуси. У вулкана Етна (Сицилія) таких паразитичних конусів більше 300.

Форма вулканічних конусів зазвичай є неправильною, бо вона змінюється під час сильних вивержень: вибухом зривається верхівка основного конуса і останній просідає у порожнину, що утворюється під ним. При цьому формуються такі типи вулканічних надбудов, як кальдери, соми, маари.

Кальдерою (порт. caldero – казан) називають конус вулкана, що просів углиб (рис. 2.4). Форму кальдери, наприклад, має вулкан Крашеніннікова на Камчатці. Якщо вибух зриває значну частину конуса старого вулкана, на його місці під час чергових вивержень виростає новий конус. Виходить нібито вулкан, утворений у вулкані. Цей тип вулканічного апарату отримав назву *соми*.

Вибухи під час виверження бувають настільки потужними, що руйнують увесь конус. Прикладом може слугувати виверження вулкана Кракатау у 1883 р. (Індонезія). Під час його виверження у атмосферу було викинуто близько 18 км³ уламків, знищено конус вулкана, 2/3 острова, на якому він розташований, і утворено западину глибиною 300 м, яку затопило

море. Виверження спричинило значні руйнування і забрало 36 тис. людських життів.

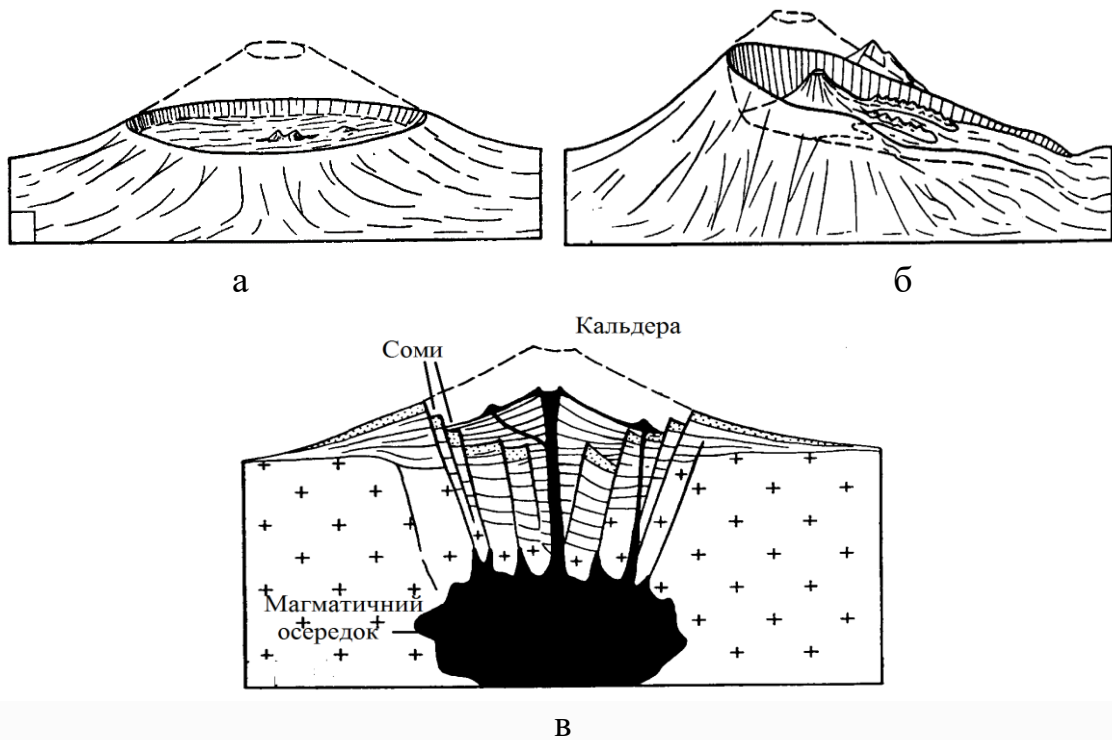


Рис. 2.4. Морфологія та внутрішня будова кальдери: а – закрита кальдери; б – відкрита кальдери; в – розріз кальдери з молодим вулканом

Вибухове походження має і маар (ісп. *тааг* – отвір). *Маари* – невисокі, кільцевої форми конуси діаметром 250–300 м. Різновидом маарів є *діатреми*, або *трубки вибуху*. Вони відомі у Південній Африці, Якутії та ін. З ними пов'язані родовища алмазів.

У центрі вулканічних височин розташовані величезні заглиблення – *кратери*, форма і розміри яких залежать від характеру вивержень вулканів. Діаметр найкрупніших з них – до 30 км, а глибина – тисячі метрів. Стінки кратера бувають похилими (маари) або обривчастими (кальдери). Дно часто вкрито уламками порід та *лавою* (магмою, що вилилася на поверхню). Відомі випадки, коли лава на дні кратера довгий час не застигає. Так, наприклад, лавове озеро існує на дні кратера вулкана Нірагонго (Африка).

Кратер безпосередньо контактує з *підвідним каналом* або *жерлом* вулкана, по якому з глибин надходять продукти виверження. Жерло у період між виверженнями зазвичай заповнене застиглою лавою.

За розміщенням на поверхні Землі вулкани поділяються на *наземні* та *підводні*. Наземні вулкани (79 %) зосереджені вздовж глибинних розломів (у більшості випадків по узбережжю океанів та морів, на острівних дугах та океанічних (вулканічних) островах). Підводні вулкани (21 %) розташовані на океанічному дні і серединних океанічних хребтах. Багато з підводних конусів з часом стають наземними.

У 1957 р. поблизу о. Фаял (Азорські острови) спостерігалось виверження підводного вулкана. Ось як змальовує це виверження відомий вулканолог Г. Газієв: «Спочатку на морі з'явилося слабе кипіння води,

потім у повітря здійнявся стовп пари, а на воді з'явилися шматки плаваючої пемзи. За добу над водою вже здіймався пагорб зі шлаку висотою 100 м і шириною 1000 м. Спочатку це був острів підковоподібної форми, який згодом став півостровом». Таким чином утворилася більшість із вулканічних островів (Азорські, Гавайські, Курильські та ін.).

За ступенем активності вулкани поділяють на діючі, заснулі та загаслі. До *діючих* відносять вулкани, що періодично вивергаються у наш час. Їх нараховується більше 500. *Заснулими* називають вулкани, які діяли в історичний час (вулкани Ельбрус і Казбек на Кавказі та ін.). До *загаслих* належать вулкани, виверження яких спостерігалось лише у геологічному минулому. Деякі заснулі вулкани починають діяти знову. Так, вулкан Бандай-Сан (Японія), що мовчав близько 1000 років, нещодавно вибухнув потужним виверженням.

Активність вулканів має прямий зв'язок з енергією магматичного вогнища. Після виверження цієї енергії вулкани згасають, хоча окремі вулкани живуть по 10–15 тис. років.

Загаслі вулкани під дією сил вивітрювання з часом змінюють свій вигляд. Деякі давні вулкани стають *захованими* під шарами осадових порід. Такі вулкани знайдено й у різних геологічних структурах України – Карпатах, Криму, Дніпровсько-Донецькій западині та ін. Вони свідчать про колишню вулканічну діяльність на території нашої держави.

Продукти вулканічної діяльності бувають різними. Рідинні продукти вивержень представлені лавою. Лава, на відміну від магми, майже не вміщує газів, бо останні залишають її в момент виходу на земну поверхню.

Газоподібні продукти вивержень складаються в основному з водяної пари та різних газів (H_2S , SO_2 , CO , HCl , H , O , N , Cl , F та ін.). Температура їх є досить високою. За найбільш високих температур ($>180^\circ\text{C}$) газові струмені мають назву *фумарол*, за середніх ($180\text{--}100^\circ\text{C}$) – *сольфатар*, а нижче 100°C – *мофетів*. Вміст пари води у продуктах дегазації лави сягає 60–90 % від загального обсягу флюїду.

Тверді продукти вивержень складаються з уламків гірських порід, що заповнювали жерло вулкана перед виверженням. У момент виверження ці уламки, а також розпилені маси лави викидаються на земну поверхню. Уламки порід і шматки затверділої лави сягають в окремих випадках 20–30 м у діаметрі, але основний їх розмір – 5–10 см. Шматки лави величиною 5–10 см і більше мають назву *вулканічних бомб*, а менших розмірів (1–5 см) – *лапілей* (камінців). Ще менші частки називають *вулканічним піском*, а найменші – *вулканічним попелом*. Такий попіл являє собою пил сірого кольору, що складається з мікроскопічно малих часток вулканічного скла.

Чим твердішими є продукти виверження – тим більшою є висота, на яку вони викидаються в атмосферу, і тим на більшій відстані від місця виверження вони потрапляють на земну поверхню.

Гірські породи, що утворилися внаслідок випадіння та ущільнення твердих продуктів виверження, мають назву *пірокластичних*.

Магматичні гірські породи утворюються внаслідок застигання та кристалізації магми. Залежно від того, де відбувається застигання магми – на глибині чи на поверхні земної кори, – вони бувають двох типів: *інтрузивні* (глибинні) та *ефузивні* (поверхневі). Інтрузивні породи утворюються в умовах високих температур, великих тисків та повільного охолодження магми, коли атомні та молекулярні частки встигають утворити ті або інші стійкі хімічні сполуки у вигляді добре сформованих кристалів. Типовими представниками глибинних гірських порід є граніти, гранодіорити та ін.

Під час виливання (ефузії) магми на земну поверхню або дно океану вона потрапляє в умови значно нижчих температур і тисків, ніж ті, за яких вона виникла. У цих умовах розплав не встигає повністю розкристалізуватися і тому ефузивні породи у своєму складі вміщують певну кількість аморфних мінералів (вулканічне скло і т. ін.). У бульбашкових лавах, що застигли, часто зустрічаються округлі порожнини, які свідчать про відділення великої кількості газоподібних продуктів внаслідок різкого зменшення зовнішнього тиску. Будова ефузивних гірських порід ніколи не буває повнокристалічною (що видно на прикладі таких порід, як ліпарит, кварцовий порфір, дацит, андезит, везувіан і т. ін.).

Магматичні (ефузивні) породи в умовах виходу на денну поверхню знаходяться під дією процесів вивітрювання. Внаслідок цього відбувається руйнування первинних і утворення вторинних мінеральних компонентів.

Особливе значення під час діагностики магматичних порід має аналіз їхніх структур і текстур. Структура магматичних порід залежить від умов кристалізації магми, її складу та наявності летючих сполук.

За розмірами зерен виділяють рівномірнозернисті та нерівномірнозернисті структури. Перші є характерними для глибинних (абісальних) порід, які довгий час формуються у стабільних, фізико-хімічних умовах. А інші виникають за різкої зміни фізико-хімічних умов кристалізації, що призводить до утворення порфіровидних структур – від повнокристалічних і порфірових – до напівкристалічних та скловидних порід.

Для порфірових структур, що найчастіше утворюються під час виливання магми на поверхню, характерною є наявність крупних кристалів на фоні середньо- або дрібнозернистої основної маси.

Тип текстури магматичної гірської породи залежить як від умов кристалізації, так і від впливу зовнішніх факторів на породу, що формується або вже сформувалася. Розрізняють текстури однорідні (масивні) і неоднорідні. Перші характеризуються рівномірним розподілом однакових за складом і структурою часток породи у просторі, що вона займає, без будь-якого орієнтування. Другі відрізняються тим, що складові породи розташовані нерівномірно.

Основними породоутворюючим мінералом магматичних порід є кварц. Окрім польових шпатів, які складають не менше 2/3 від загальної маси гірської породи, силікати, що входять до їхнього складу, переважно забарвлені у темні кольори, що великою мірою обумовлює колір таких порід, як рогова обманка, біотит, авгіт, олівін та ін.

Кремнезем (SiO_2) присутній у магматичних породах у вигляді кварцу або як складова інших мінералів. Вміст його у магматичних породах знаходиться у зворотному співвідношенні і до вмісту кольорових силікатів і визначає, як і у магмі, ступінь кислотності порід. Відповідно – кислі породи мають світле забарвлення, а основні та ультраосновні – темне.

За вмістом кремнезему виділяються такі групи магматичних порід: ультракислі – більше 75 %; кислі – 75–65 %; середні – 65–52 %; основні – 52–40 % та ультраосновні – менше 40 %.

2.2.2. Седиментогенез та осадові гірські породи

Осадові гірські породи формують верхню частину літосфери. Вони широко розповсюджені на континентах і дні Світового океану. Товщина шару осадових порід досягає десятків кілометрів. Їх утворення та накопичення в широкому часовому діапазоні – від раннього протерозою (3,5 млрд років тому) до сучасного періоду – відбувається завдяки процесам *седиментогенезу* (лат. *sedimentum* – осад, грец. *genesis* – утворення).

Роль екзогенних процесів у седиментогенезі є провідною, оскільки джерелом їх енергії є сонячне випромінювання.

Седиментогенез – це процеси взаємодії поверхневих геосфер Землі (атмосфери, гідросфери та літосфери) за участю живих і рослинних організмів (біосфери), що призводять до формування мінерально-органогенних утворень на суші та у водному середовищі (океанах, морях, річках, озерах, болотах).

Принципова схема утворення осадових гірських порід включає в себе таку послідовність основних процесів породоутворення: *седиментація*, або *седиментогенез*, (накопичення осадів) – *катагенез* (зміна осадових гірських порід, що супроводжується ущільненням та перекристалізацією осадової речовини) – *метагенез* (більш глибокі зміни речовини гірських порід на глибині) – *гіпергенез* (зміни порід під впливом вивітрювання в приповерхневій частині земної кори).

Різні екзогенні процеси, що супроводжуються осадконагромадженням, взаємопов'язані між собою. Вони мають як спільні риси, так і суттєві розбіжності. Загальним є те, що кожен із процесів, сприяючи руйнуванню гірських порід, зумовлює утворення осадів. Проте спрямованість, час дії та масштаби їх є різними. Особливо яскраво ці відмінності простежуються за екзогенними геологічними процесами суші й моря. Якщо на суші широко розвинуті процеси ерозії та денудації, що обумовлюють зниження рівня земної поверхні, то на дні Світового океану переважають седиментаційні процеси, які призводять до заповнення западин осадками.

Масштаби континентального осадконагромадження різко обмежені за площею і приурочені, головним чином, до понижень у рельєфі – міжгір'їв, озер, долин річок, боліт тощо. Розповсюдження різних за складом та умовами утворення континентальних відкладів залежить від клімату. Для областей зі

спекотним аридним кліматом характерними є еолові й сольові відклади; для рівнин із вологим гумідним кліматом – алювіальні, делювіальні, елювіальні, озерно-болотяні відклади; для областей материкового зледеніння – моренні, флювіогляціальні, озерно-льодовикові відклади. В океанах, що за площею перевищують сушу майже у два рази, осадконагромадження відбувається майже повсюдно. У мілководних зонах переважають теригенні (уламкові) відклади, які характеризуються значною товщиною осадків, різноманітністю їхнього складу і великою кількістю фауни. У глибоководних зонах розвинуті тонкі глинисті мули та відклади решток планктону. Морські відклади, як і континентальні, також залежать від кліматичних умов. Так, для теплих морів із нормальною солоністю характерними є коралові мули та рифи, для холодних морських вод – відклади діатомових мулів і т. ін.

Осадкові породи, що утворились у різних фізико-хімічних умовах, відрізняються за своїм хімічним і мінеральним складом, зовнішнім виглядом та іншими особливостями. Група осадкових порід, що утворилася в однакових умовах осадконакопичення і характеризується певними спільними рисами, має назву *фація* (лат. *facies* – вигляд). За фізико-географічними умовами виділяються морські, континентальні та лагунні фації.

Морські фації залежно від глибини нагромадження осадів, поділяють на прибережні, мілководні, помірноглибоководні та глибоководні.

Прибережні фації, складені велико- і середньоуламковими осадами (породами), серед яких часто присутні раковини моллюсків, характерних для літоральної зони існування. *Мілководні (глибина до 100 м) та помірно-глибоководні (глибше 100 м) фації* дуже різноманітні за складом і фауною. Вони представлені пісками, галечниками, глинами, а також форамініферовими, кораловими, брахіоподовими вапняками і крейдою. Хемогенні відклади включають у себе боксити, руди заліза, марганцю, фосфорити. *Глибоководні й дуже глибоководні фації* представлені синіми, червоними та зеленими глинами, глауконітовими пісками, вулканогенно-осадковими відкладами, червоною глибоководною глиною, вапняками, діатомітами та ін.

Лагунні фації, що формуються у відокремлених морських мілководних басейнах, представлені хемогенними породами (вапняки, доломіти, солі, гіпс), а також теригенними відкладами, що є близькими за складом до морських осадів, але з обов'язковою наявністю глауконіту, фосфориту, вугленосних порід. Серед них зустрічається фауна мшанок, ракоподібних, риб.

Континентальні фації поділяються на наземні та відклади континентальних водоймищ. До наземних належать: а) фації кори вивітрювання, що складаються з каолінових глин, латеритів та інших продуктів вивітрювання; б) еолові (піщані) фації або фації пустель, представлені пісками, що характеризуються великим розповсюдженням і малою товщиною; в) льодовикові (моренні, флювіо-гляціальні) фації, складені з несортваного уламкового матеріалу, гравію, пісків, стрічкастих глин без наявності органогенного матеріалу; г) передгірські фації, що представлені

відкладами осипів та тимчасових гірських потоків (брилами, щебінкою, валунами, галечниками, пісками, глинами) і характеризуються відсутністю органічних решток.

Фації континентальних водоймищ: а) річкові фації, приурочені до давніх захованих і сучасних річкових долин, які складаються з алювіальних та делювіальних відкладів; б) фації озер і боліт, що характеризуються лінзовидною формою залягання й невеликою товщею. Прісноводні фації складені пісками, гравієм, алевритами, глинами, що вміщують органічні рештки. Відклади солоних озер представлені перешаруванням кам'яної солі, сильвініту, гіпсу та інших солей за відсутності органічного матеріалу. Для боліт характерними є відклади торфу і залізних руд.

Формації – комплекс осадових гірських порід різного петрографічного складу, що утворилися у неоднакових фізико-географічних умовах, але за однакового тектонічного режиму рухів земної кори. Найбільш розповсюдженими є соленосні, червоноколірні та вугленосні формації. *Соленосні (галогеїні) формації* представлені різними за складом хомогенними породами (доломіт, гіпс, ангідрит, кам'яна і калійна солі та ін.), серед яких можуть бути піски та глини. Товщина соленосних шарів вимірюється десятками і сотнями метрів. *Формації червоноколірних порід* утворені відкладами річок, їхніх дельт, озерними й прибережно-морськими осадами. *Вугленосні формації* характеризуються присутністю серед пісковиків, глин, вапняків шарів та лінз вугілля. Товщина вугленосних формацій може сягати до сотень і тисяч метрів.

Тривалість екзогенних геологічних процесів встановлюється за товщиною осадових шарів, часом існування водних басейнів, глибиною ерозійного зрізу та ін. Найдовшим є морське осадконагромадження. За мільйони років на дні морів накопичуються величезні товщі осадків.

За довгу геологічну історію дії екзогенних процесів на Землі неодноразово змінювалися через непостійність положення континентів та океанів, кліматичних умов, оновлення флори і фауни. Тому кожний із геологічних етапів додає свої особливості у формування осадових товщ та їх розповсюдження.

Осадкові породи поділяються на *чотири генетичні групи*: уламкові (терігенні), глинисті, хомогенні та органогенні. Між цими групами існують різноманітні переходи, що приводять до формування порід змішаного складу.

Різний генезис осадових порід є причиною їхнього великого різноманіття і неможливості об'єднання окремих груп за структурною ознакою. Тому структуру розглядають окремо для глинистих і уламкових порід, з одного боку, та хомогенних і органогенних – з іншого.

Уламкові та глинисті породи, що утворюються внаслідок осідання механічних часток, можуть зустрічатися як у незцементованому вигляді (піски, гравій), так і зцементованому (пісковики). Тому розрізняють також типи і структури цементу або співвідношення зерен та цементу. Характер цементації в породах має величезне значення, оскільки в основному саме він визначає їхню міцність.

Для уламкових і глинистих порід основною структурною ознакою, що визначає їхні якості, назву і місце у класифікації, є величина зерен. За величиною зерен (мм) розрізняють: грубоуламкову (псефітову) – 2–100 мм; піщану (псамітову) – 2–0,05 мм; пилювату (алевроитову) – 0,05–0,005 мм та глинисту (пелітову) – <0,005 мм структури.

Під час визначення структури уламкових порід потрібно враховувати форму зерен – окатані (галька), напівокатані (гострокутні) або неокатані (щебінь, дресва).

За співвідношенням зерен і цементу розрізняють такі типи цементації:

1) базальний (основний) цемент, у якому частини осаду нібито розсіяні у «розчині»;

2) контактний, або цемент дотику – розвинутий лише у місцях дотику зерен (цементация слабка);

3) цемент шпарин – заповнення цементом міжзернового простору (міцність цементу може бути різною і часто пов'язана з походженням порід) (табл. 2.4).

Осадкові породи можуть складатися як із первинних (сингенетичних) мінералів, що утворилися в процесі формування осаду, так і з вторинних (епігенетичних), що виникли в процесі фізико-хімічних перетворень.

Хемогенні та органогенні породи є як продуктами хімічного та біологічного руйнування материнських (первинних) порід, так і результатом накопичення продуктів життєдіяльності.

До групи власне хімічних осадів належать мінеральні солі: галіт (кам'яна сіль), гіпс, карналіт, карбонатні, фосфатні і кременисті породи, а також залізні та марганцеві руди. У формуванні останніх, як правило, беруть участь і живі організми.

Таблиця 2.4

**Взаємозв'язок між складом і генезисом
зцементованих уламкових та глинистих порід**

Генезис осадків	Тип відкладень	Найменування порід
Водяних потоків; морські та озерні; еолові; вулканогенні; діагенетичні	Крупноуламкові зцементовані	Карбонатні і залістисті конгломерати, брекчії і туфобрекчії; мергелясті конгломерати, брекчії і туфобрекчії; глинисті, глинисто-гіпсові і глинистомергелясті конгломерати, брекчії і туфобрекчії
	Дрібноуламкові зцементовані	Кременисті пісковики, туфи і туфіти; вапнякові пісковики, туфи і туфіти; глинисті і глинисто-гіпсові пісковики, туфи і туфіти
Водяних потоків; морські й озерні; еолові; діагенетичні	Глинисті і пилюваті, затверділі	Аргіліти, алевроліти, мергелясті глини

Процес осадження солей відбувається в умовах спекотного і сухого (аридного) клімату, коли вологи випаровується більше, ніж її випадає з атмосферними опадами. У деяких випадках утворення солей відбувається під дією Сонця у відокремлених від моря затоках, де концентрація солей сягає 25–30 ‰ (замість 35 ‰ – середньої для Світового океану). В інших соленакопичення може мати і глибинний характер, що пов'язано з розвантаженням на морському дні ендегенних гарячих хлоридно-натрієвих розчинів.

Органогенні гірські породи (біоліти) формуються за рахунок скупчень твердих скелетних решток різних організмів та перетворених рослинних залишків. Їх можна поділити на такі групи:

1) карбонатні породи, що складаються з мінеральних решток різних коралів, плечоногих, гольчатошкірих молюсків, водоростей – вапняки, крейда, доломітизовані вапняки, ракушняки та ін.;

2) кременисті осадки, що утворилися зі скупчень радіолярій, діатомових водоростей, крем'янистих губок – діатоміт, трепел, опока, яшми та ін.;

3) фосфатні породи, які сформовані рештками хребетних тварин та раковинами деяких плечоногих;

4) горючі породи, утворені в основному вуглецем у вільному стані й у формі складних органічних сполук із домішками різних кількостей азоту, водню, кисню і деяких мінеральних речовин. Серед горючих виділяють породи вугільного ряду – торф, буре і кам'яне вугілля, сапропель, горючі сланці та породи бітумного ряду – нафта, озокерит, асфальт, природні горючі гази.

Як і уламкові та глинисті, хемогенні та органогенні осадові породи також характеризуються різним складом цементації (табл. 2.5).

Таблиця 2.5

**Взаємозв'язок між складом і генезисом
зцементованих хемогенних та органогенних порід**

Генезис осадків	Хімічний склад	Види порід
Хемогенні, змішані, органогенні	Кременисті	Кременисті туфи, опоки, трепели, діатоміти, радіолярити
Хемогенні, змішані	Залізисті	Лімоніт, боксит
Хемогенні, змішані, органогенні	Карбонатні	Вапняки, крейда, доломіти, мергелі
Хемогенні	Сульфатні	Гіпс, ангідрит
Хемогенні	Галоїдні	Галіт, сільвініт, карналіт

Характеристикою міцності зцементованих осадових порід є належність їх до групи скельних або напівскельних. При цьому важливе значення має їх генезис. Для зцементованих уламкових порід міцність і розмокання породи

визначається цементуючою речовиною та типом цементації: базальним, поровим і контактним (табл. 2.6).

Таблиця 2.6

Механічні характеристики зцементованих осадових порід

Найменування порід	Об'ємна вага, кг/м ³	Маса міцності під час стискання, кг/см ²	Водопоглинення, %	Стирання, г/см ²
Вапняк щільний	1800–2000	150–1000	0,5–30	2–5
Доломіт	2200–2800	150–2000	0,12–15	1,2–5
Вапняк пористий	1500–2000	25–125	6–40	–
Вапняк пористий слабкий	900–1600	4–15	20–32	–
Вапняк мармуроподібний	2600–2800	600–1800	0,2–2	1,5–2,5
Пісковик кременистий та вапняковий	2300–2600	300–8000	0,3–2,5	0,1–2
Гіпсовий камінь	2000–2300	150–800	0,2–3	–

Процеси діагенезу і катагенезу осадових порід

Діагенез – сукупність процесів перетворення пухких осадів на *осадові гірські породи*. Відбувається у верхніх шарах земної кори і полягає в перекристалізації осадів, утворенні мінералів, конкрецій, гідратації або дегідратації, цементації осадів тощо.

Ущільнення осадових порід відбувається під вагою вищезалягаючих відкладень і супроводжується зневодненням осадку. В результаті піски можуть перетворитися у пісковики, глинисті мули – у глину, скупчення вапнякових раковин морських тварин – у вапняк-ракушняк і т. ін. Втрата води осадком, або *дегідрація*, нерідко супроводжується виносом легкорозчинних сполук. Розчинення зазнають вуглекислі та сірчаноокислі солі кальцію (гіпс, кальцит), іноді – сполуки кремнію (опал) та ін. Винесення з мінеральної маси осадка окремих хімічних елементів та сполук має назву *вилуговування*. Вилуговування спричиняє утворення у породі дрібних порожнин і каверн. Кавернозність часто спостерігається у карбонатних породах, доломітах, вапняках. Потім порожнини заповнюються іншою мінеральною речовиною. Так, у породі можуть з'явитися включення піриту, халькопіриту або інших мінералів. Там, де спостерігаються підвищені концентрації фосфору, сірки, заліза, кремнію, утворюються фосфорові, залізисті та кремністі конкреції.

Характер хімічних перетворень осадів великою мірою визначається оточуючим геологічним середовищем, яке може бути як *окиснювальним*, так і

відновним. За присутності вільного кисню закисні сполуки заліза та марганцю переходять у окисні. Так, сидерит $\text{Fe}(\text{CO}_3)$, окислюючись, переходить у лимоніт $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times n \text{H}_2\text{O}$. За присутності органічної речовини створюється відновне середовище: бактерії, розкладаючи органічну речовину та вуглеводні, сприяють виділенню з них вуглекислоти та сірководню. Хімічні реакції CO_2 та H_2S з мінералами приводять до утворення карбонатних сполук і сульфідів (доломіт, сидеріт, пірит).

Дифузійне переміщення вологи, проникнення в зону діагенезу мінералоутворюючих розчинів часто обумовлює *цементацию* осаду, за якої усі його пори заповнюються мінеральною речовиною, що викристалізовується з розчинів. В процесі цементації піски перетворюються у пісковики, галечники – у конгломерати, щебінка – у брекчію. Склад цементу часто визначає назву породи. Так, пісковики, що зцементовані сполуками заліза, називають залізистими, глиною – глинистими, кальцитом – карбонатними.

Характер зміни осадків на стадії діагенезу залежить від часу дії на нього зовнішніх факторів – фізико-хімічних умов оточуючого середовища.

За глибокого діагенезу карбонатних мулів можуть мати місце процеси *перекристалізації*, що призводять до заміщення дрібних зерняток мінералів крупнішими кристалізаційними зернятами. Внаслідок перекристалізації щільні вапняки і доломіти перетворюються у кристалічно-зернисті породи.

Таким чином, на *стадії діагенезу* можна виділити чотири окремі види зміни осадів:

- 1) ущільнення (під дією ваги верхніх шарів);
- 2) дегідратація (витискання води з осаду);
- 3) розчинення та вилуговування (під час взаємодії з водами);
- 4) перекристалізація (внаслідок хімічних реакцій).

Катагенез – природний процес зміни осадових гірських порід, що настає після діагенезу і відбувається внаслідок їх фізико-хімічних перетворень в земній корі. Основними чинниками катагенезу є температура, тиск і вплив підземних вод. Інтенсивність катагенезу залежить від геологічних умов і меншою мірою – складу й фізичних властивостей порід. Цей процес є дуже довготривалим і може продовжуватися протягом цілих геологічних періодів та ер. На стадії катагенезу в породах часто утворюються пірит, марказит, халцедон, кварц, кальцит та інші мінерали. Глини перетворюються на щільні, що не розмокають у воді, аргіліти, піски – на пісковики тощо. В умовах висхідних тектонічних рухів основним чинником катагенезу є підземні води, під дією яких посилюється принесення і винесення речовин у верствах осадових порід. У разі підняття осадових товщ катагенез змінюється вивітрюванням, у разі опускання – метаморфізмом.

2.2.3. Метаморфізм та метаморфічні гірські породи

Метаморфізм (перетворення) гірських порід – це зміна їхнього мінерального складу, структури і текстури під дією фізико-хімічних процесів, обумовлених високими температурами, тисками та впливом термальних флюїдів. Термін *метаморфізм* (грец. μεταμορφισμός – перетворення) було введено в геологічну науку французьким геологом Ч. Лайелем у 1885 році.

Метаморфічні процеси зазвичай відбуваються в інтервалах температур 300–1100°C і тисків 1–6000 атм. Метаморфізм включає в себе перекристалізацію, мінералогічні та хімічні зміни в осадових, магматичних і раніше утворених метаморфічних породах, внаслідок чого всі вони перетворюються на *метаморфічні гірські породи*.

Генетичний сенс метаморфізму – у зміні первинного хімічного складу мінералів та зародженні нових мінералів, стійких у тих або інших фізико-хімічних умовах геологічного середовища. Під дією зовнішніх чинників (високі тиски й температури, термальні флюїди) відбувається часткова або повна перекристалізація гірських порід, що супроводжується докорінною перебудовою їхньої структури та текстури. Метаморфічні процеси є різноманітними як за формою проявів, так і за характером перетворень.

Перетворення гірських порід може відбуватися на контакті інтрузії з боковими породами (*контактовий метаморфізм*); в процесі дії термальних розчинів на породи-колектори (*гідротермальний метаморфізм*); внаслідок надвисоких тисків, що виникають на великих глибинах (*динамометаморфізм*), та за участю усіх цих факторів на величезних просторах у складчастих регіонах (*регіональний метаморфізм*).

Найпоширенішим видом метаморфізму гірських порід є регіональний метаморфізм, який характеризується трьома стадіями їхньої зміни:

1. Перша стадія (низький ступінь) відповідає слабкій зміні порід. Такі зміни відбуваються за помірних температур близько 500°C і тисках, що не перевищують 5000 атм. В цих умовах механічні процеси превалюють над хімічними настільки, що у метаморфізованих породах можуть ще залишатися мінерали, які вміщують воду.

2. Друга стадія (середній ступінь) метаморфізму, або мезометаморфізм, характеризується температурами від 500 до 1000°C і тисками від 5000 до 10000 атм. Цій стадії відповідає повне зневоднення мінералів.

3. Третя стадія (найважливіший ступінь) метаморфізму, або катаметаморфізм, характеризується температурами більшими за 1000°C і тисками, що перевищують 10000 атм. При цьому гідростатичний тиск суттєво зростає, а хімічна дія на гірські породи перевищує механічну. Кристалізація мінералів повна (табл. 2.7).

З метаморфічних порід найпоширенішими є кварцити (масивна порода, що майже цілком складається з зерен кварцу), різноманітні сланці

(роговообманкові; хлоритові; талькові; слюдяні; глинисті; вуглисті і т. ін.), філіти, роговики, гнейси.

Таблиця 2.7

Послідовність змін осадових порід у процесі метаморфізму

Осадові породи	Стадія цементації осадових порід	Стадії метаморфізму		
		Епімега-морфізм	Мезамета-морфізм	Катамета-морфізм
Кварцева галька з глиною	Кварцевий конгломерат	Філітовий або серецитовий конгломерат	Конгломератово-слюдистий сланець	Конгломератовий гнейс і слюдистий сланцюватий гнейс
Кварцевий пісок із глиною	Пісковик	Серицитовий кварц	Слудистий кварцит	Кварцито-подібний гнейс
Чистий кварцевий пісок	Кварцевий пісковик	Кварцит	Сланцевий кварцит	Перекристалізований кварцит
Глина	Глинистий сланець	Філіт	Слудистий сланець	Гнейс
Мергель	Вапняковий сланець	Вапняковий філіт	Вапняково-слюдистий сланець	Гнейс із силкатами, що вміщують кальцій
Чистий вапняк	Напівкристалічний вапняк	Тонкозернистий мармур	Грубозернистий мармур	Крупнозернистий мармур
Торф	Кам'яне вугілля	Антрацит	Графіт	Графіт і (можливо) алмаз

Метаморфічні породи, що за своїм походженням є вторинними, мають здебільшого повнокристалічні структури.

Розчинення первинних мінералів водою гідроксильних мінералів часто призводить до розвитку *метасоматозу* (заміщення одних мінералів іншими). Вивчення цього явища дає можливість з'ясувати послідовність розвитку одних мінералів за рахунок інших і тим самим відновити історію поступового перетворення породи.

Серед структур метаморфічних порід виділяють: кристалобластичні, катакласичні та реліктові.

Кристалобластичні структури утворюються внаслідок перекристалізації і зростання кристалів у твердому стані під впливом їхньої кристалізаційної сили.

Катакластичні структури виникають під впливом сильного однобічного тиску, який викликає деформації та подрібнення зерен.

Реліктові (залишкові) структури зберігають сліди первинної породи. Так, наприклад, у сірих гнейсах спостерігаються залишки (фрагменти) структур рожевих гранітів.

Типовими текстурами метаморфічних порід, що мають важливе діагностичне значення, є:

1) сланцювата – подовжені або таблитчасті мінерали, що розташовані своїми довгими боками паралельно один до одного (сланці);

2) смугаста (стрічкова) – у породі чергуються смуги різної товщини, які представлені мінералами різного складу та кольору (гнейси, залізисті кварцити);

3) очкова – агрегати світлозбарвлених крупних мінеральних зерен овальної форми присутні у дрібнозернистій загальній масі (гнейси, деякі сланці);

4) масивна – є аналогічною до однорідної текстури магматичних порід (мармури, кварцити, скарни);

5) волокниста – волокнисті мінерали, що складають породу, переплітаючись між собою;

6) плейчаста – порода зім'ята у дрібні складки, що нагадують гофрування.

Слід зазначити, що у метаморфічних породах зв'язки між частками є кристалізаційними, через що вони належать до скельних. Найважливіші характеристики деяких метаморфічних порід наведені у табл. 2.8.

Таблиця 2.8

Механічні характеристики метаморфічних порід

Найменування порід	Об'ємна вага, кг/см ³	Межа міцності під час стискання кг/см ²	Водопоглинання, %	Стрирання, г/см ²
Мармур, карбонатні брекчії і конгломерати	2600–2800	600–3000	0,1–0,7	0,2–2,0
Кварцит	2500–2700	2500–4000	0,01–0,2	0,1–0,3
Тальковий камінь	2400–2700	500–1500	–	–

Метаморфічні породи під час водонасичення, як правило, не змінюють властивих їм якостей. Це пояснюється тим, що вони не розчиняються у водних розчинах.

2.3. ВІК ГІРСЬКИХ ПОРІД. ГЕОХРОНОЛОГІЯ

Вік гірських порід, який обумовлюється історією геологічного розвитку Землі, вивчає *історична геологія*. Дослідження історії розвитку земної кори дозволяє за певними ознаками встановити важливі показники властивостей гірських порід, умови їхнього залягання та розповсюдження.

До переліку задач історичної геології належать: встановлення абсолютного віку гірських порід; вивчення послідовності їхнього утворення в часі; визначення відносного віку порід; співставлення їх у порядку відкладення по вертикалі (внизу – давніші, вгорі – молодші) та розповсюдження виділених вікових одиниць на земній поверхні по горизонталі.

Абсолютний вік Землі і гірських порід довгий час залишався невизначеним. І лише на початку ХХ ст. завдяки відкриттю явища радіоактивного розпаду вдалося його встановити точно.

Як відомо, ядра радіоактивних елементів є нестійкими і розпадаються зі строго визначеною для кожного з них швидкістю. Знаючи швидкість радіоактивного розпаду, визначивши відносну кількість вихідної радіоактивної речовини, що вміщується у певному мінералі, а також кількість продуктів розпаду цієї речовини, можемо розрахувати час, що пройшов із моменту утворення мінералу або гірської породи.

Відносний вік порід визначається за положенням шарів відносно один до одного (по вертикалі), умовами їхнього формування та площею розповсюдження. Для цього використовують такі методи: стратиграфічний, петрографічний, тектонічний та палеонтологічний. Вони дозволяють встановити сутність геологічних подій і простежити їх у часі та просторі.

Стратиграфічний метод ґрунтується на положенні, що шари гірських порід відкладаються послідовно, один за одним. Відповідно, чим вище залягає шар – тим він є молодшим. Однак це є справедливим лише за умов непорушеного залягання гірських порід. В областях зі складною геологічною будовою, тобто там, де породи виведено з горизонтального залягання і вони утворюють складки, зсуви, скиди та ін., застосування стратиграфічного методу дуже ускладнюється або стає зовсім неможливим.

Петрографічний метод – ґрунтується на детальному вивченні особливостей гірських порід, що складають земну кору. Він може з успіхом застосовуватися для кореляції геологічних розрізів у межах невеликих площ, на яких протягом певного геологічного часу зберігалися однакові фізико-геологічні умови, а тому відкладалися однакові за складом гірські породи. Виокремлення хоча б одного пласта дає змогу геологу виділити цей горизонт в усіх розрізах району.

Тектонічний метод ґрунтується на встановленні кутових та тектонічних неузгодженостей окремими геологічними підрозділами (світами, ярусами і т. ін.), що також сприяє визначенню їхнього віку. Кутіві неузгодженості між підстилаючими та покриваючими пластами вказують на існування тектонічних рухів після формування нижньої світи, а сліди її

розмиву свідчать про ерозійні процеси, що відбувалися перед початком відкладання нижнього шару верхньої світи.

Палеонтологічний метод – ґрунтується на тому, що геологічна історія Землі включала в себе й історію розвитку органічного життя. Сліди органічного життя на Землі присутні у гірських породах у вигляді так званих викопних органічних скам'янілостей. Після становлення типів цих організмів (тваринних чи рослинних) можна закріпити їх у часі за окремими комплексами порід. Таким чином, «датою», що встановлює вік пласта, стають рештки організмів із характерними для кожного часу біологічними формами.

На основі вивчення викопних організмів і рослин (керівних форм) всі відомі осадові відклади в межах усіх континентів вдалося поділити на крупні стратиграфічні одиниці, що мають назву *групи*. Групи поділяються на менші одиниці – системи; системи – на відділи; відділи – на яруси; яруси – на зони.

Зажною з виділених стратиграфічних одиниць закріплений час її утворення. Так, група відповідає за часом *еротеми, система – періоду, відділ – епосі; ярус – віку; зона – часу*.

Визначення віку гірських осадових порід ставить питання про умови їхнього утворення. Реконструкція цих умов здійснюється за допомогою фаціального аналізу, основою якого є *принцип актуалізму*, що запропонований у 1830 р. Ч. Лайелем. Згідно з ним вивчення сучасних геологічних процесів дає ключ до пізнання і відтворення минулих.

На основі загальноприйнятих міжнародних одиниць стратиграфії та відносної геохронології було створено геохронологічну шкалу, у якій основні підрозділи у більшості випадків є єдиними для усіх країн світу (табл. 2.9).

Таблиця 2.9

Геохронологічна шкала

Еротема (група)	Вік, млн років	Період (система)	Епоха (відділ)	Середня тривалість млн років
Кайнозойська (KZ)	1,5–2	Четвертинний (Q)		1,5–2
	25 ± 2	Неогеновий (N)	Пліоценова (N ₂) Міоценова (N ₁)	25
	67 ± 3	Палеогеновий (Pg)	Олігоценова (P ₃) Еоценова (P ₂) Палеоценова (P ₁)	41
Мезозойська (MZ)	137 ± 5	Крейдяний (K)	Пізньюкрейдова (K ₂) Ранньокрейдова (K ₁)	70
	190 ± 5	Юрський (I)	Пізньююрська (I ₃) Середньоярська (I ₂) Ранньоярська (I ₁)	53
	220 ± 10	Тріасовий (T)	Пізньютріасова (T ₃) Середньотріасова (T ₂) Ранньотріасова (T ₁)	30
Палеозойська (PZ)	265 ± 10	Пермський (P)	Пізньюпермська (P ₂) Ранньопермська (P ₁)	45

	320 ± 20	Кам'яновугільний (С)	Пізньокам'яновугільна (С ₃) Середньокам'яновугільна (С ₂) Ранньокам'яновугільна (С ₁)	55
	400 ± 20	Девонський (Д)	Пізньодевонська (Д ₃) Середньодевонська (Д ₂) Ранньодевонська (Д ₁)	70
	440 ± 15	Силурійський (S)	Пізньосилурійська (S ₂) Ранньосилурійська (S ₁)	40
	500 ± 20	Ордовікський (O)	Пізньоордовікська (O ₃) Середньоордовікська (O ₂) Ранньоордовікська (O ₁)	60
	570 ± 20	Кембрійський (Сm)	Пізньокембрійська (Сm ₃) Середньокембрійська (Сm ₂) Ранньокембрійська (Сm ₁)	70
Протерозойська (PR)	1200 ± 40	Докембрійський IV – синій – рифей (Рст ₄)		630–630
	1900 ± 60	Докембрійський III – протерозой середній і ранній (Рст ₃)		700–750
Архейська (AR)	2700 ± 100	Докембрійський II – архей (Рст ₂)		800–900
	3500 ± 120	Докембрійський – катархей (Рст ₁)		800–1000
Планетарна	4500 ± 500	Формування планети Земля і її земної кори		1000–1500

Таким чином, геохронологічна шкала є основою визначення геологічного віку гірських порід і розташування їх у розрізі земної кори.

2.4. ВИВІТРЮВАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД ТА ГЕОЛОГІЧНІ НАСЛІДКИ ЕКЗОГЕННИХ ПРОЦЕСІВ

Вивітрюванням називаються процеси фізичного руйнування і хімічного розкладу мінералів та гірських порід під дією сонячного тепла, води, атмосферних газів, рослин та живих організмів. Вивітрювання може бути *фізичним* і *хімічним*. Переважання того чи іншого виду вивітрювання залежить від кліматичних умов.

Фізичне вивітрювання. Проявляється у механічному руйнуванні мінералів та гірських порід. Основною причиною його є сонячне тепло, а супутніми – вода, вітер, організми.

Нерівномірне надходження сонячного тепла у різні пори року та доби обумовлює періодичне нагрівання та охолодження гірських порід. Коливання температури супроводжується численними змінами об'єму зерен мінералів,

які приводять до об'ємних деформацій. Внаслідок цього з'являються тріщини, величини яких залежать від *коефіцієнта об'ємного розширення* мінералів (приріст об'єму під час нагрівання на 1°C , якщо за 0°C об'єм дорівнював одиниці). У кварцу, наприклад, цей коефіцієнт дорівнює 0,00031, у польового шпату – 0,00017.

Однією з причин утворення тріщин є періодичне зволоження гірських порід дощовими і талими водами. За умов багатократного намочання та висихання сила зчеплення між частками породи зменшується, внаслідок чого вона розпадається на уламки різного розміру. Причому у різкоконтинентальному, арктичному та аридному кліматі руйнування відбувається інтенсивніше, ніж у помірному, що пов'язано з більш різкими коливаннями температур у денний та нічний час. Наприклад, у пустелях літом поверхня Землі нагрівається вдень до 70°C , а вночі стовпчик термометра опускається до 0°C . Оголені, не вкриті рослинністю породи руйнуються швидше, ніж ті, на яких ростуть дерева, кущі і трава.

У процесі вивітрювання монолітні породи стають тріщинуватими і покриваються уламками, стійкість яких на схилах визначається *кутом природного відкосу* (нахил, за якого розсипчастий матеріал здатний утримуватися на схилі). Для різних порід він коливається від 27 до 37° . Біля підніжжя схилів продукти вивітрювання утворюють *конуси осипання* (або *колювій*).

Скупчення уламків, що залишаються на місці, називаються *корами вивітрювання*. Вони характерні для горизонтально залягаючих масивів кристалічних (магматичних, метаморфічних) порід.

Інколи уламки зі схилів зносяться дощовими і талими водами. Зміщений таким чином матеріал називають *делювієм*. Масове падіння уламків різної величини називають *обвалом*. Причинами обвалу можуть бути землетруси, снігові лавини, зливи, буревії та ін. Об'єм кам'яної маси при цьому може сягати декількох мільйонів кубічних метрів.

В процесі фізичного вивітрювання гірські породи розпадаються на уламки різної величини. При цьому крупні уламки за своїм складом є однорідними з породою, з якої вони утворилися, а дрібні – часто складаються з окремих мінералів.

Хімічне вивітрювання – це процес хімічного перетворення мінералів і гірських порід, що призводить до їхнього руйнування. Агентами хімічного вивітрювання є дощові та талі води, пара і гази повітря, а також збагачені киснем, двоокисом вуглецю, солями та кислотами підземні води, які розвантажуються на земній поверхні, та органічні кислоти. Внаслідок їхньої дії на мінеральну речовину відбуваються процеси розчинення, окислення, гідратації та дегідратації, а також гідролізу.

Інтенсивність хімічного розчинення залежить від багатьох причин, головними з яких є рельєф місцевості, кліматичні умови, хімічні властивості гірських порід та тривалість дії на породи атмосферних агентів. Сприятливим для хімічного вивітрювання є рівнинний слабкорозчленований рельєф. В умовах теплового та вологого клімату хімічне вивітрювання йде до повного

Геологічна діяльність вітру

Геологічні процеси, що обумовлені дією вітру, називаються *еоловими* (Еол – бог вітру у грецькій міфології). Вони руйнують масиви гірських порід і позбавляють їх продуктів вивітрювання. Вітер переносить продукти руйнації на більші або менші відстані, утворюючи еолові відклади. Руйнування та оголення гірських порід під дією вітру відбувається у формі видування – *дефляції* та обточування – *коразії*. У пустельних регіонах вітер є головною денудаційною силою. Гірські породи під дією вітру набувають чудернацьких форм: колон, «кам’яних грибів», шароподібних стовпів і т. ін.

Швидкість дефляції складає близько 17 см у століття, а іноді досягаючи 60 см. Дефляція завжди супроводжується коразією. Вітер здіймає мільярди піщинок і з силою б’є ними по різних переполах. Внаслідок цього поверхня гірських порід має пористий характер.

Коразія також діє на стіни будівель та споруд, руйнуючи їхню поверхню – скло у вікнах та ін. Знаючи час будівництва будівлі або споруди, можна за глибиною порожнин, що утворилися внаслідок еолових процесів у породі, судити про швидкість процесів коразії. Слід зазначити, що чим дрібнішими є мінеральні частки, тим вище вони здіймаються вітром і тим далі відносяться від місця руйнування материнської породи. Глинисті, пилуваті та піщані частки переносяться вітром на десятки, сотні і навіть тисячі кілометрів. Їхнє відкладання (аккумуляція) супроводжується сортуванням за розмірами. Найкрупніші з них просто перекочуються по земній поверхні і, зустрічаючи навіть малі перешкоди, затримуються, утворюючи невеликі бугри, які швидко зростають, сягаючи висоти до 30 м. Такі піщані форми (*бархани*) мають своєрідну серповидну форму: з навітряного боку схил барханів покатий ($8-14^{\circ}$), а з підвітряного – крутіший ($30-35^{\circ}$). Барханні відклади є нестійкими і пересуваються у напрямку дії вітру зі швидкістю 7–12 м на рік. На пустельних берегах морів та річок рухливі піски утворюють іншу характерну форму відкладів – *дюни*. Такі піски є великою небезпекою, оскільки в процесі пересування вони засипають родючі поля, будівлі та споруди. Для їх закріплення саджають рослини з потужною кореневою системою або створюють за допомогою щитів штучні дюни, які перешкоджають подальшому пересуванню пісків. В окремих випадках рухливі піски закріплюють, насичуючи їх твердіючими розчинами. Найефективнішим є насичення їх бітумними емульсіями.

Пилуваті та глинисті частки піднімаються у повітря значно вище за піщані і переносяться на величезні відстані. Осідаючи з повітря, вони утворюють своєрідну структуру з вертикальною орієнтацією порожнин (пор) між ними, загальний об’єм яких сягає 40 %. В результаті фізико-хімічних та біохімічних процесів внутрішня поверхня пор покривається тонкою плівкою солей (карбонатів, сульфатів і хлоридів). Це надає пилувато-глинистим відкладенням міцність за рахунок здатності утворювати стовбчасті виокремлення і тримати вертикальні відкоси. Проте за зволоження і особливо під навантаженням відклади втрачають стійкість, їхня структура руйнується і вони різко зменшуються в об’ємі через заповнення макропор частками

породи. Властивість макропористих пилювато-глинистих порід змінювати свій об'єм за зволоження під навантаженням називається *просадочністю*. За природних умов у просадочних породах за зволоження утворюються провалля, що мають назву *степових блюдець*.

Особливого значення властивість просадочності набуває під час використання просадочних порід як основи споруд.

Еолові пилювато-глинисті відкладення за своїми властивостями належать до особливої групи порід, що мають назву *лес*. Лесові породи можуть утворюватися не лише шляхом еолової акумуляції, проте еолові пилювато-глинисті відкладення належать саме до таких порід.

Геологічна діяльність текучих поверхневих вод

Атмосферні опади, що випадають на похилу поверхню, стікають по ній, захоплюючи з собою частки породи. Цей процес має назву *делювіального*. Оскільки сила дії атмосферних вод здебільшого є невеликою, то вони змивають, головним чином, лише дрібні частки продуктів вивітрювання. Тому делювіальні відклади зазвичай складаються з суглинків та супісків. Однак вони можуть вміщувати і крупні уламки (дресву, щебінку, глиби), які внаслідок вимивання дрібних часток втрачають стійкість, скочуючись вниз по схилу.

Делювіальним породам (суглинкам і супісками) властиво те, що відкладені продукти часто не пов'язані з породами, що їх підстилають, оскільки вони є наносними, принесеними з верхніх частин схилу. Вони утворюються разом з елювіальними та алювіальними (відкладення річок), формуючи комплексні відкладення.

Поверхневі води стікають у рельєфні низини, використовуючи для цього різного роду поглиблення. Дощові і талі води, зосереджуючись у такому поглибленні, розширюють його, перетворюючи у вимоїну. Процес розмивання гірських порід водняним потоком називають *ерозією*. Поступово під дією вод, що стікають, розмір вимоїни збільшується і вона перетворюється у яр.

Частина яру, де він починається і де в нього стікають води зі схилу, називається *вершиною*, а закінчення – *гирлом*. Поглиблення яру може відбуватися лише до певного рівня, який має назву *базис ерозії*. Базис ерозії – найвища точка в гирлі яру (або річки). Подальший розмив яру зазвичай відбувається вгору від базису ерозії. Нижче останнього водний потік може поглиблювати яр або русло. Для водних потоків, що течуть у ярах, базисом ерозії є рівень річки, озера або болота, у які вони впадають. Для річок кінцевим базисом ерозії є рівні великих водоймищ, у які вони несуть свої води. Коливання рівнів у цих водоймищах, відповідно, змінюють положення базису ерозії. В процесі розвитку яру його вершина може наблизитися до озера, джерела або льодовика. В усіх цих випадках яр буде нести воду не лише у період випадіння дощу або розтавання снігу, а постійно. У такому випадку яр стає руслом струмка або річки.

Річка з її притоками називається *річковою системою*, а площа, яку займає остання, – *річковим басейном*. Поглиблення, у якому тече річка, має назву *річкової долини*. Частина долини, що заповнена водою на межовому рівні, має назву *русло*, а та, що затоплюється паводками, – *пойма*. Горизонтальні ділянки річкової долини, що знаходяться вище русла, називаються *терасами* (рис. 2.3).

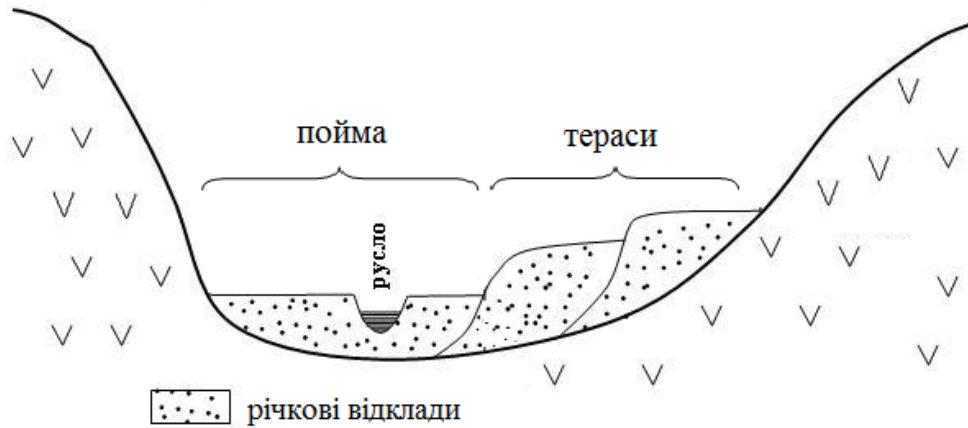


Рис. 2.3. Річкова долина

Поглиблення русла річки (глибинна ерозія) продовжується до певної межі. Вище гирла розмив буде продовжуватися доти, доки руйнівна сила води буде більшою, ніж та, яка потрібна для її пересування. Зі зниженням відмітки русла швидкість води зменшується, і, відповідно, зменшується її розмиваюча здатність.

Розмивання одного з берегів сильніше виражено у річок, що течуть у меридіональному напрямку. У північній півкулі розмивається правий берег, а у південній – лівий. Це явище пояснюється дією гравітаційних сил Землі.

Між річками, що течуть у протилежних напрямках, знаходяться височини, що слугують *водорозділами*.

Річкові тераси відображають різні етапи у розвитку ріки. Кожна з них є давньою заплавою, яка внаслідок зниження базису ерозії була прорізана річкою. За наявності декількох давніх (надзаплавних) терас їх позначають першою, другою і т. д., причому рахунок ведуть знизу вгору (від русла), не враховуючи пойми. Відповідно, чим більшим є номер тераси, тим вона є давнішою.

Частки гірських порід, розмитих річкою, переносяться на великі відстані і відкладаються у тих місцях, де швидкість течії зменшується. Процес випадіння з води часток, що переносяться нею, має назву *седиментація*, а їхнє накопичення – *аккумуляція*. Відклади, що утворюються внаслідок цього, називаються *алювіальними* (або алювієм). Випадання осадків може відбуватися в заплавах річок у період повеней, у руслах нижньої течії і, нарешті – в гирлах річок. У відповідності з цим алювій може бути заплавним, русловим та дельтовим.

Заплавний алювій характеризується тонкою горизонтальною шаруватістю, неоднорідністю гранулометричного складу і малою потужністю пластів із характерним лінзоподібним виклинюванням. Русловий алювій відкладається у руслах рік після спаду паводкових вод. Для нього також характерною є горизонтальна або похила слоїстість, мала товщина шарів і хороше відсортування матеріалу. Дельтовий алювій накопичується в гирлах річок за їхнього впадання у моря та озера, де річкова вода втрачає швидкість і увесь принесений нею уламковий матеріал осідає на дно. Він відкладається на прибережному відкосі дна похилими шарами, що поступово тоншають у бік басейну. Річкові наноси з віддаленням від гирла річки розповсюджуються на обидва боки, утворюючи конусоподібний майданчик, що покращується протоками. За формою такий майданчик нагадує грецьку літеру дельта (Δ), звідки і виникла назва «дельта ріки».

Селеві потоки

Сильні дощі і швидке розтанання снігів спричиняють утворення тимчасових бурхливих потоків. Потужний потік, що має велику енергетичну силу, стікаючи зі схилів, тягне за собою і дрібні уламки порід, і великі глиби, і валуни. Діючи захопленими уламками як тараном, такий потік руйнує будь-які перешкоди і все більше насичується кам'яним дрібноуламковим матеріалом та ґрунтами, перетворюючись із водяного у грязекам'яний. Такий потік має назву *сель*. Селеві потоки є характерними для гірських областей – Карпат і Криму, вони широко розповсюджені в горах Середньої Азії, Кавказу, Південної Америки та інших регіонів.

Вміст кам'яного матеріалу у селевих потоках іноді перевищує об'єми води. Вириваючись із гірської розщелини на рівнину, сель швидко втрачає швидкість і розпливається на площі у вигляді *конуса виносу*. Відклади конусів виносу селевих потоків, що складаються з майже неокатаних уламків (гравійно-піщано-глинистих часток, глиб та валунів), називаються *пролювіальними* (або пролювієм).

Селеві потоки дуже небезпечні для населених пунктів. Відомий селевий потік 1921 р., що вирвався з гірської розщелини поблизу м. Алма-Ати (Казахстан), зніс усі будівлі, що знаходилися біля підніжжя гори. Потім, увірвавшись у місто, перетворив вулиці у вируючі грязекам'яні річки. Будинки зривалися з фундаментів і зносилися потоком разом із людьми. На місто обрушився водяно-кам'яний матеріал масою близько 1,5 млн т.

Серед селевих потоків виділяються: зв'язані, або структурні, турбулентно-текучі водокам'яні та турбулентно-грязекам'яні.

Причинами виникнення селевих потоків можуть бути вирубка лісу та випас скотини на гірських схилах. Засобами боротьби з такими потоками є відновлення рослинного покриву з потужною кореневою системою, а також облаштування перегороджуваних стінок. Як протиселевий захід можна використовувати і штучні тераси. По терасованому схилу селевий потік буде стікати від уступу до уступу, потрапляючи у приготовані для нього канали. Для боротьби з селевими потоками використовують штучні греблі, що

утворюються методом скерованого вибуху. Таку греблю було споруджено в урочищі Медео у горах поблизу Алма-Ати (Казахстан). За допомогою вибуху у греблю було укладено майже 2 млн т скельної породи.

Окрім селевих потоків, існують і безруслові потоки зі схилів, які відкладають пролювіальний кам'яний матеріал.

Відмінність у потужності, часі дії та напрямку водних потоків визначається властивостями відкладених ними порід (табл. 2.10).

Таблиця 2.10

Властивості водно-континентальних відкладів

Властивості відкладів	Види відкладів		
	Алювій	Делювій	Пролувій
Відсортованість	Хороша	Слабка	Відсутня
Шаруватість	Чітка, майже горизонтальна	Слабко виражена, похила	Відсутня
Вертикальна пористість	Відсутня	Ясно виражена	Відсутня
Схильність до утворення зміщень	Відсутня	Ясно виражена	Відсутня
Складові породи	Різні залежно від місця відкладення і типу річки	В основному супіски та суглинки	Глинисті породи із включенням крупних і найкрупніших уламків
Наявність у відкладеннях первинних, хімічно вивітрених мінералів	Порівняно невелика	Майже відсутня	Можуть зустрічатися у значних кількостях

З табл. 2.10 видно, що за досить близького мінералогічного і гранулометричного складу різні типи відкладів текучих поверхневих вод мають різні властивості. Це слід враховувати під час проектування і будівництва споруд.

Геологічна діяльність льодовиків

Льодовики – це велетенські рухливі маси природного льоду, які утворилися в процесі накопичення і подальшого перетворення твердих атмосферних опадів (снігу). Вони займають 11 % (16,2 млн км²) поверхні суші: 98,5 % цієї площі припадає на льодовики Антарктиди, Гренландії та островів Північного Льодовитого океану і лише 1,5 % – на гірські льодовики. Наука, що вивчає льодовики, – *гляціологія* (лат. *glacies* – льод) – досліджує умови їхнього утворення, режими та межі розповсюдження. Льодовики в процесі свого руху здійснюють певну геологічну роботу: руйнують гірські породи, переміщують уламки і відкладають їх у місця розтавання льоду.

Необхідними умовами для утворення льодовиків є холодний клімат і тверді атмосферні опади. У цих умовах відбувається поступове накопичення

снігового покриву, оскільки кількість атмосферних опадів перевищує кількість талої снігової води. Межа, вище якої сніг накопичується і не розтає протягом довгого часу, називається *сніговою лінією*, або *сніговою межею*. Нижче цієї межі сніг зберігається лише в холодний період року і зникає у теплий.

На певних географічних широтах снігова межа проходить на різних висотних відмітках. В Антарктиді вона збігається з рівнем моря, а у бік екватора її висота поступово підвищується. Від екватора до Північного полюса висота снігової лінії знову знижується. Найбільшої висоти вона сягає у Гімалаях – 6000 м. На Кавказі вона знаходиться на відмітках 2700–3800 м, на Північному Уралі – 500–1000 м, на Новій Землі – 300–600 м. Висота снігової лінії залежить і від експозиції схилів. Так, на островах Північної Землі висота снігової межі на півночі складає 100 м, а на півдні – 450 м. У наших Карпатах та Кримських горах снігова лінія відсутня.

Вище снігової лінії сніг розподіляється нерівномірно. У гірських районах схили, що повернуті назустріч пануючим вітрам, майже не мають снігу. На схилах, що захищені від вітру, сніг накопичується у великих кількостях. Снігові маси під дією сили ваги часто зриваються зі схилу, скочуючись униз. Це – *снігові лавини*. Вони захоплюють гірські породи, зрізають зі схилів лісові масиви, викликають велетенські руйнування. Снігові лавини руйнують дороги, будинки, забираючи людські життя. Вони мають місце у Карпатах і навіть у Кримських горах.

У низинах вище снігової межі сніг може накопичуватися роками, перетворюючись у результаті у зернисту кригу – *фірн* (нім. *firn* – старий). Товщина фірнового шару іноді перевищує 100 м. В основі фірнної товщі під впливом тиску окремі кристалічні зерна криги зливаються в одне, утворюючи суцільну *глетчерну кригу* (нім. *gletscher* – крига). На формування 1 м³ глетчерної криги витрачається до 11 м³ снігу. Область, де відбувається перетворення снігу у кригу, має назву *область живлення*.

Лід, що характеризується пластичністю, під дією гравітаційних сил розтікається у боки або спускається зі схилів у вигляді витягнутих «язиків», що мають назву *льодовиків*. Швидкість руху льоду є прямо пропорційною до маси льодовика.

Область, по якій відбувається рух льодовика, має назву *область стоку*. Якщо льодовикові потоки (язики) спускаються нижче снігової межі, вони починають розтавати. Льодовикові води часто живлять гірські річки.

Залежно від умов утворення льодовиків, їхньої форми, розмірів, а також співвідношення областей живлення і стоку виділяють льодовики покривні або материкові, гірські та проміжні.

Покривні льодовики відрізняються широким розповсюдженням (до декількох мільйонів кв. кілометрів), опуклою, щитоподібною формою, великою товщиною льоду, поєднанням областей живлення і стоку, радіальною течією льоду (від центру до країв материка). До покривних відносять льодовики Антарктиди, Гренландії, островів Північного Льодовитого океану (Шпіцберген, Земля Франца Йосипа, Нова Земля,

Північна Земля та ін.). Найбільший із них – льодовик Антарктиди. Це велетенський льодовиковий щит площею 13,9 млн км². Середня товщина його – 2000 м, максимальна – 4335 м. Геофізичними дослідженнями встановлено, що ложе льодовика має складний рельєф – гірські масиви перемежуються з рівнинами та островами.

Лід рухається від центру до берегового обриву і опускається на дно моря, покриваючи значні ділянки шельфу (шельфові льодовики). Під час занурення у море від краю льодовика відокремлюються величезні льодові поля протяжністю у сотні кілометрів і висотою до 500 м і більше. Ці велетенські плаваючі острови називаються *айсбергами*. Найбільший айсберг зафіксовано в Атлантичному океані поблизу берегів Гренландії. Його довжина сягала 565 км, висота над водою – 87 м, а під водою – 500 м.

Льодовики, як і річки, мають свої береги і ложе. Уламки гірських порід, що виорані льодовиком, захоплюються льодом, що рухається, утворюючи рухливий прошарок, який пересувається по ложу льодовика. Такі рухливі маси уламкового матеріалу мають назву *морени*. Нижню частину, що пересувається по дну льодовика, називають *донною мореною*, а бокові частини, що пересуваються по берегах – *боковими моренами*. Під час руху льодовика на його поверхні можуть накопичуватися уламки гірських порід, що впали з гірського схилу. Такі уламки утворюють *верхню*, або *поверхневу*, *морену*.

Моренні відкладення складаються з різноманітного матеріалу – від найтонших часток до крупних валунів, діаметром 2–3 м і більше. Співвідношення між складовими морени можуть бути різними: в одних випадках переважають глини або суглинки зі включеннями крупних уламків (гравію, щебінки, валунів), у інших – суміш крупноуламкового матеріалу з глинистими і чистими пісками. Серед льодовикових відкладень можна зустріти як цілі купи валунів, так і окремі глиби. Існують три найважливіші характеристики моренних відкладів: неоднорідність складу, відсутність сортування й окатаності матеріалу та відсутність шаруватості.

В історії Землі неодноразово були періоди різкої зміни клімату. Потепління змінювалися похолоданнями. У періоди похолодань значні ділянки земної поверхні покривалися льодом – відбувалися грандіозні наступи льодовиків, що супроводжувалися утворенням рухливих і нерухливих морен та флювіогляційних відкладень. Періоди похолодання змінювалися періодами потепління. Льодовики відступали, а морени, гублячи свою руйнівну силу, відкладалися на всьому шляху відступу. Періоди наступу таких крупних зледенінь називають великими зледеніннями, або *льодовиковими періодами*, а періоди відступу – *міжльодовиковими періодами*.

Давні зледеніння займали території приблизно у три рази більші, ніж площі, що зайняті сучасними льодовиками. У Європі центрами зледенінь були Скандинавія, Нова Земля та Північний Урал. Високогірні хребти Альпійських та Кавказьких гір давали початок льодовикам, що опускалися

далеко у рівнини. У Північній Америці центри зледеніння були приурочені до Кордильєр та о. Лабрадор.

Розтікаючись від центрів зледеніння, льодовики доходили приблизно до 50⁰ північної широти: у Великій Британії – до Лондона, у Німеччині – до північних схилів Гарцу та Саксонських гір. Льодовиковий покрив займав територію Польщі, Білорусі, значну територію України. Двома великими язиками він спускався по долинах Дону і Дніпра. Далі його межа звертала на північ до Волги.

Льодовики Нової Зеландії, Скандинавії і Північного Уралу з'єдналися в один потужний покрив, що спричинило найбільше зі зледеніння. Інші зледеніння займали менші площі, закінчуючись у вищих широтах. Усім зледенінням присвоюють найменування за назвами регіонів, де їх було виявлено. Порівняння зледеніння у Західній Європі («альпійська схема») і зледеніння на Східно-Європейській платформі («російська схема») видно з табл. 2.11.

Таблиця 2.11

Порівняння давніх зледеніння на території Західно-Європейської та Східно-Європейської платформ

Назва у порядку часу утворення	Найменування зледеніння	
	Альпійська схема	Російська схема
Четверте (останнє)	Вюрмське	Валдайське
Третє	Риське	Дніпровське
Друге	Міндельське	Лихвінське
Перше	Гюнцське	Не виявлене

Наведена схема є певною мірою умовною, оскільки кількість зледеніння та їхні межі ще остаточно не встановлено. Найпотужнішим з усіх зледеніння, за всіма даними, було Дніпровське, південна межа якого проходила по Дніпру в районі Херсона. Воно мало місце у середньочетвертинний час і відповідає I Варшавському, зледенінню Центральної Європи заале і рису Західної Європи та самарівському Сибіру.

Геологічні дослідження вказують на те, що зледеніння відбувалися у різні давні геологічні епохи. Проте найкраще вивчені ті, що відбувалися не більше мільйона років тому, тобто приурочені до четвертинного періоду.

В інженерній геології під відкладеннями льодовикового комплексу розуміють моренні, флювіогляційні та лімногляційні відкладення. Усі вони зазвичай залягають під ґрунтовим покривом і слугують середовищем для облаштування різноманітних підземних частин будівельних споруд. Гідрогеологічною особливістю цих відкладень є наявність ізольованих водоносних лінз та «кишень», заповнених гравітаційними водами.

У глинистих відкладеннях льодовикового комплексу зустрічається велика кількість мінералів групи монтморилоніту, що обумовлює їх здатність

до набухання. В моренних утвореннях міститься також велика кількість кварцу, польових шпатів, мусковіту.

Число (коефіцієнт) пластичності моренних відкладень знаходиться у межах 6–25 %; консистенція є близькою до напівтвердої; пористість – 25–35 %; щільність – є досить високою, внаслідок чого вони мало стискаються під зовнішніми навантаженнями.

Слід зазначити, що вміст валунів та скельних порід обумовлює як інженерно-геологічну характеристику моренних відкладень, так і їхнє використання в якості основ будівельних споруд. Лабораторні дослідження стикованості моренних глин та суглинків проводяться на зразках, що не вміщують скельних включень, а тому лабораторні і польові дослідження часто дають різні результати. Для зіставлення цих результатів використовується корегуючий коефіцієнт. Припустимо, що в одиниці об'єму ґрунту є тверді включення об'ємом A . Тоді під час польових випробовувань під навантаженням стискається не увесь ґрунт, а лише його частина B , яка зайнята нескельним матеріалом. Відповідно, просідання такого ґрунту під навантаженням, порівняно з просіданням ґрунту, що не має скельних включень, буде меншим на величину $\frac{B}{A+B}$. Зворотна величина цього

коефіцієнта, яка дорівнює $\frac{A+B}{B}$, може використовуватися як корегуючий коефіцієнт до лабораторних випробувань на стискання. Зазначений коефіцієнт доцільно вводити за вмісту у ґрунтах валунно-галькового матеріалу у кількості 50–70 % і за умови його рівномірного розподілу в загальній товщі відкладень.

Геологічна діяльність морів, озер та боліт

Річки, атмосферні опади, вітер та інші природні чинники несуть у море велику кількість мінеральної речовини, захопленої ними на суші. Лише річки щорічно приносять у води Світового океану 10–15 км³ твердого матеріалу. Окрім того, саме море постійно руйнує свої береги. Увесь уламковий (теригенний) матеріал море переносить, сортує та відкладає знову. Таким чином, моря і океани, які займають близько 71 % поверхні Землі (361 млн км²), відіграють величезну роль у формуванні осадової оболонки земної кори. Про це свідчить той факт, що більше 95 % усіх осадових порід складають породи морського походження.

На великих глибинах хвилі майже не впливають на морське дно. Вже на глибині 200–300 м не відчуються найбільші хвилі, але біля берегів руйнівна робота моря є дуже великою. Тиск морського прибою на деяких ділянках складає до 35000 кг/м². Діставшись скелястого берега, морська хвиля з розгону б'ється об нього, руйнуючи гірські породи. Оскільки останні є далеко не однорідними, то спочатку руйнуються менш тверді породи, а потім – твердіші. Внаслідок цього на рівні прибою утворюються промиті морем готи та печери. Таке саме явище спостерігається в берегових скелях за наявності тріщин.

Руйнівна дія морських хвиль називається *морською абразією* (зрізання). Внаслідок абразії береговий уступ із часом просувається у бік суші, залишаючи за собою слабо нахилену до моря підводну абразивну терасу. Між підводною терасою та береговим уступом спочатку виникає вузька смуга, яка вкрита галькою, гравієм і крупнішими уламками, що називаються *пляжем*. З часом пляж розвивається, розширяється, а уламки на ньому дрібнішають, перетворюючись у пісок. Коли пляж стає настільки широким, що динамічна сила хвилі гаситься тертям, дія абразії припиняється. Пляж стає захисною смугою, що запобігає подальшому руйнуванню берега.

Облаштування різних морських споруд – портів, причалів, молів, захисних хвилерізів і т. ін. – може змінити напрямок осадконакопичення і формування акумулятивних терас, спричинивши знесення накопиченого матеріалу та початок нового руйнування берега. Тому поблизу берегів зазвичай здійснюється прискіпливе вивчення інженерно-геологічного режиму та напрямку дії морських хвиль.

Морське дно можна поділити на чотири зони: літоральну, неритову, батіальну та абісальну. *Літоральна* (берегова) зона – берегова смуга від рівня найвищого приливу до рівня найвищого відпливу. Тут відкладаються найкрупніші з продуктів морського руйнування. Безпосередньо біля берега відкладається щебінка, далі – галька, ще далі – піски. Чим далі від берега, тим дрібнішими є піщані частки.

Неритова зона розповсюджується навколо материків та островів у вигляді смуги шириною до 60–70 км. Тут спостерігаються глибини від 20 до 200 і навіть 400 м, а іноді і до 1200–1300 м. В неритовій зоні там, де хвилі не досягають дна, осаджуються дрібні частки (<0,1 мм) продуктів морського руйнування і річкового стоку, а також глинисті осадки (мули).

Окрім продуктів руйнації берегів і твердого стоку річок, у неритовій зоні відкладаються хемогенні та органогенні породи. Зокрема, неритова зона є сприятливою для утворення бокситів, фосфоритів, марганцевих і залізних руд. Різноманітні морські організми є джерелом утворення органічних та деяких біохімічних осадів, зокрема органічних мулів (радіолярієвого, птероподового, глобигеринового та ін.).

Внаслідок переміщення берегової смуги окремі ділянки морського дна переходять з однієї зони до іншої, що змінює умови осадконакопичення. Глибоководні осадки виявляються перекритими мілководними і навпаки.

Оскільки трансгресії (наступ) і регресії (відступ) моря багаторазово змінювали одна одну, товща морських відкладень ставала багат шаровою, складеною пластами порід різного генезису (походження).

На основі вивчення морських відкладень розвинулося вчення про фації. Термін «фація» (зовнішність) характеризує певний літологічний склад породи, що визначається умовами її утворення. Окрім морських фацій, за умовами утворення виділяють також континентальні фації (озерні, болотні, річкові, льодовикові) і лагунні.

Внаслідок хвильової діяльності вздовж морського берега часто формуються піщані коси, пересипи, а також акумулятивні форми, складені

піщано-графіто-гальковим матеріалом, – *бари*. Останні є найкрутішими з акумулятивних форм і іноді мають протяжність до 1800 км (бар Мексиканської затоки). Коси і пересипи відокремлюють від моря заливи, що звуться *лиманами*, а бари – широкі мілководні ділянки – *лагуни*.

Лагунні відкладення найчастіше бувають двох типів: вздовж берегів акумулюються піщано-ракушнякові відкладення, солі та гіпс, а у центральній частині – мули, збагачені рештками організмів.

Улоговини, що заповнені водою і не зв'язані проливами з морями та океанами, називають *озерами*. Їхня площа, глибина та положення відносно рівня океану є дуже різними, що великою мірою залежить від геологічного походження озер. Існує декілька типів озер, що можуть виникати: у тектонічних рифтах (озера Байкал, Танганіка, Женевське та ін.); внаслідок льодовикового розпорювання (озера Карелії, Скандинавії, Канади, Шацькі озера на Волині та ін.); у кратерах згаслих вулканів і долинах річок, запруджених льодовими потоками; внаслідок перетворень замкнутих стариць річок у заплавні і дельтові протоки та дельтові озера, а також замкнення лиманів і лагун (лиманні та лагунні озера морського узбережжя); внаслідок утворення карстових порожнин і проваль; через заповнення водою колишніх кар'єрів і т. ін.

Озера можуть бути проточними і безстоковими. В них, як і у морях, акумулюються осадки, що привносяться річками і тимчасовими потоками, а також хімічні та біохімічні рештки життєдіяльності рослин та організмів. У безстокових озерах внаслідок випарювання накопичуються великі кількості хемогенних осадків. Такі озера, як Аральське, Ельтон, Баскунчак, Сиваш, акумулюють величезні кількості натрієвих та калійних солей промислового значення. Часто відкладаються кальцеві солі: гіпс і кальцит. Серед органогенних осадків присутні вапняки, озерні діатоміти та ін.

Характерним для озер є утворення таких органогенних осадків, як гнилісні мули (сапропелі), матеріалом для яких слугують мертві організми, що розкладаються на дні за майже повної відсутності кисню.

У болотах, що у більшості випадків є кінцевою стадією розвитку озер, утворюються зарості рослинності, яка, відмираючи, падає на дно, повільно розкладаючись. Поступово в процесі обміління болота рослинність просувається від берегів до центру. Внаслідок цього рослини в умовах неповного розкладу утворюють торф'яні поклади.

Інколи болота утворюються через підвищення рівня ґрунтових вод та їхнього застою. Заболочені таким чином ґрунти є основою для утворення болота на поверхні суші.

Перетворення берегів водосховищ

Спорудження невеличкої загати на малій річці, як і будівництво грандіозних гребель на найбільш потужних ріках, викликає аналогічні інженерно-геологічні явища. Води річки, яка підпруга греблею, створюють водосховище тієї чи іншої глибини з певними розмірами водного дзеркала. На ділянці водосховища річковий режим води змінюється на

озерний, який на великих водосховищах наближається до морського. Річкова ерозія з розробкою річкової долини припиняється. На зміну їй приходить переробка берегів, що подібна до морської абразії.

Рівень води у штучних водосховищах багаторазово змінюється. При цьому акумулятивна тераса, що утворилася за високого рівня води, буде розмиватися за її низького рівня. Продукти розмиву здебільшого накопичуються у передгребельній частині.

На великих водних поверхнях утворюються вітрові хвилі, які розмивають береги водосховища, збільшуючи його водну поверхню. Це, у свою чергу, обумовлює збільшення розгону та висоти хвиль. Таким чином, процес руйнування берегів водосховища має прогресуючий характер.

Гірські річки мають значні схили і часто несуть крупні частки породи. Водосховища, споруджені на таких річках, зазвичай є невеликими і швидко заносяться твердим стоком.

Рівнинні річки мають похилі схили, а твердий стік часто складається з дрібних пилювато-глинистих часток. Осідання таких часток відбувається надзвичайно повільно, особливо за дуже малих швидкостей руху води. Водосховища на рівнинах мають великі площі, а заповнення їх осадами не має практичного значення. Чим крутішим є берег, тим інтенсивніше відбувається процес його розмиву. За крутизни 5–10° схил швидко стає похилим і процес розмиву закінчується. Круті схили розмиваються повільно. Процес розмиву, попри його високу інтенсивність, продовжується набагато довше. Слід зазначити, що чим міцнішими є породи, які складають берег, тим більшими за розмірами є продукти їх руйнування.

Однією з найважливіших задач інженерної геології є прогноз переробки берегів водосховищ і встановлення ширини берегової смуги, яка рано чи пізно буде зруйнована.

Контрольні запитання до розділу 2

1. Назвіть основні хімічні елементи речовини земної кори.
2. Що таке мінерал?
3. Вкажіть особливості будови мінералів.
4. Що таке кристалічна ґратка й сингонія мінералів?
5. Назвіть фізичні властивості мінералів. Охарактеризуйте шкалу твердості Мооса.
6. Опишіть хімічну класифікацію мінералів.
7. Що таке гірські породи?
8. Що таке магматичні гірські породи і з якого середовища вони утворюються?
9. Що таке вулканізм, де і як він відбувається?
10. Що таке седиментогенез?
11. Що таке осадові породи і в яких умовах вони формуються?

12. Що таке фація та формація?
13. Дайте визначення метаморфізму та назвіть його різновиди.
14. Охарактеризуйте геохронологічну шкалу.
15. Вік гірських порід. Що вивчає геохронологія?

РОЗДІЛ 3. ФОРМУВАННЯ ГЕОЛОГІЧНИХ СТРУКТУР ТА РЕЛЬЄФУ

Геологічні структури є складовими земної кори, що визначають її будову. Формування їх відбувається протягом усієї геологічної історії і обумовлюється впливом як ендегенних (внутрішніх), так і екзогенних (зовнішніх) джерел енергії, якими обумовлюються форми та елементи залягання гірських порід. Особливості приповерхневого залягання порід визначають характер рельєфу у різних геологічних структурах. Останній має визначальний вплив не лише на інженерно-геологічне та геотехнічне проектування, а й на будівництво різноманітних будівель та споруд.

3.1. ФОРМИ ТА ЕЛЕМЕНТИ ЗАЛЯГАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Геотектоніка – (грец. тектонікῆ – будова) геологічна наука, що вивчає особливості будови і розвитку земної кори, яка під впливом ендегенних сил постійно рухається – здіймаючись в одних місцях та опускаючись в інших. Внаслідок цього окремі її ділянки зім'яті у складки, зсунуті, нахилені, розбиті розривами. Ці форми залягання гірських порід мають назву *тектонічних*. Порушення первинного залягання називають *дислокаціями* (зміщеннями), а різні форми будови ділянок земної кори – *тектонічними структурами*.

Основною практичною задачею геотектоніки є пояснення закономірностей розташування у земній корі природних геологічних структурних форм. Без цих знань неможливим є складання геологічних карт і перерізів, пошук та розвідка родовищ корисних копалин, дослідження порід і ґрунтів під різні інженерні споруди.

Гірські породи, що утворюють шари земної кори, займають у ній певне просторове положення, мають форму, розміри. У магматичних порід форма залягання найчастіше буває неправильною (батоліти, штоки, жили), в осадових – форма тіл є більш витриманою за розповсюдженням та товщиною пластів. Форма залягання гірських порід, що набута ними під час формування, є *первинною* (непорушеною).

Найпоширенішою формою залягання осадових порід є *шар*, або *пласт*, – геологічне тіло, що складається з однакової за складом породи. У його будові виділяють *покрівлю* і *підшову* – верхню і нижню (відповідно) обмежуючі поверхні. Найкоротша відстань між ними є *товщиною шару* порід. Іноді осадові породи залягають у вигляді *лінзи*. Лінза – геологічне тіло сочевицеподібної форми, яке виклинюється по усіх напрямках.

Положення шару (пласту) у просторі визначається елементами залягання (рис. 3.1): простяганням, падінням, кутом падіння. *Простягання* шару, або його протяжність у просторі, виражається *лінією простягання*, що утворюється перетином горизонтальної площини з поверхнею пласту, падіння – *лінією падіння*, яка лежить у його площині і є перпендикулярною до лінії простягання. Просторове положення цих ліній вимірюється азимутами. *Азимут простягання* – це правий вертикальний кут, що

утворений магнітним меридіаном та лінією простягання, *азимут падіння* (на відміну від азимута простягання) в якості вимірюваного напрямку має лінію падіння. *Кут падіння* – це кут між лінією падіння та її проекцією на горизонтальну площину. Елементи залягання визначаються за допомогою гірничого компаса.

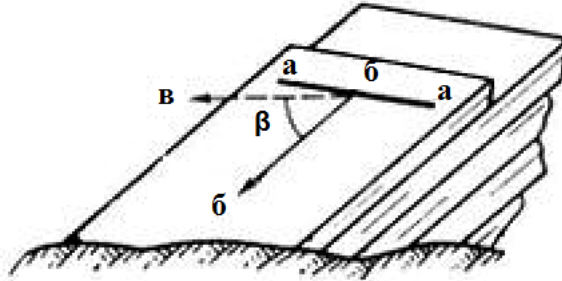


Рис. 3.1. Елементи залягання пластів: а – лінія простягання; б – лінія падіння; в – проекція лінії падіння на горизонтальну площину; β – кут падіння

Гірничий компас – портативний магнітний прилад, який використовується у геологічній практиці для орієнтування на місцевості, візуальних зйомок та визначення елементів залягання шарів гірських порід (рис. 3.2). Основними деталями приладу є магнітна стрілка (що визначає азимутальні напрямки) та кутомір (за допомогою якого вимірюються кути нахилу до лінії обрію).

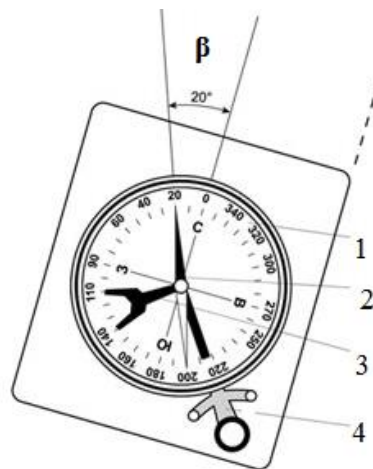


Рис. 3.2. Гірничий компас: 1 – коробка компаса; 2 – магнітна стрілка; 3 – кутомір; 4 – гальмівний пристрій; β – кут нахилу до лінії обрію

Порушене залягання. Різноманітні за формою і напрямком тектонічні рухи обумовлюють порушення первинного залягання гірських порід.

Під дією коливальних, складкоутворюючих, глибових або зсувних рухів магматичні, метаморфічні й осадові породи змінюють просторове положення, деформуються, набуваючи форму складок, або розбиваються тріщинами.

Зміну первинного залягання гірських порід називають *тектонічним порушенням*. Тектонічні порушення поділяються на *складчасті*, або

плікативні (лат. *plicatus* – складчастий), та *розривні*, або *диз'юнктивні* (лат. *diuisto* – розділяю). Вид порушень дає можливість судити про історію рухів земної кори на певній ділянці у далекі геологічні часи.

Тектонічні структури, що створені тектонічними рухами, нерідко сприяють формуванню родовищ корисних копалин. Так, у розривних тріщинах рудоносні розчини відкладають металеві корисні копалини (мідь, цинк, свинець, ртуть та ін.). Складчасті куполоподібні структури слугують пастками для накопичення нафти та газу. Знання особливостей тектонічних порушень дозволяє геологам орієнтуватися під час пошуку та розвідки родовищ корисних копалин.

Вивченням тектонічних порушень займається наука *структурна геологія*.

Складчасті порушення. Основним видом складчастих порушень є складка. *Складкою* називають хвилеподібний вигин шарів, що утворився внаслідок пластичних деформацій гірських порід.

Складки бувають випуклими – *антиклінальними* та увігнутими – *синклінальними* (рис. 3.3).

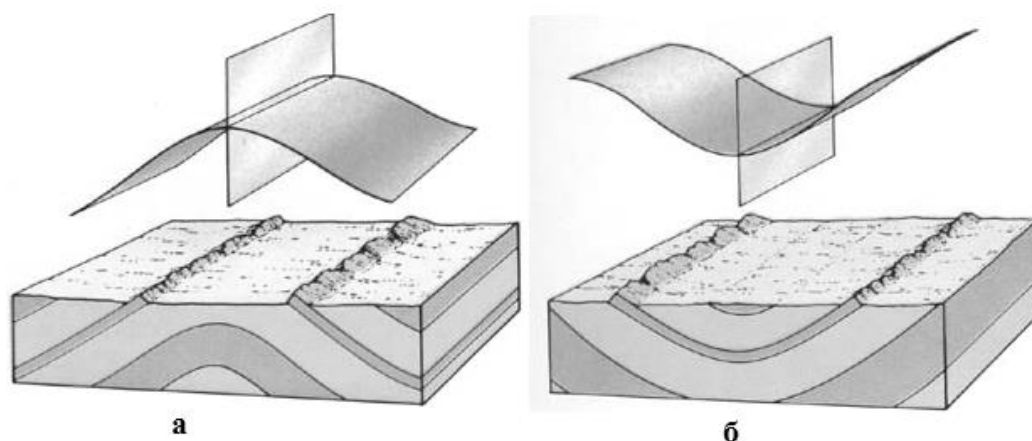


Рис. 3.3. Складки: а – антиклінальна складка; б – синклінальна складка

У їхній будові розрізняють крила, замок, ядро. *Крила* – бокові частини складки; місце їхнього замикання (найбільшого вигину) називають *замком*. Внутрішня частина складки, що знаходиться між крилами, утворює її *ядро*. У ядрах антиклінальних складок зазвичай залягають породи давнішого, ніж на крилах, віку, а у синклінальних – молодші породи.

Для вивчення складок і визначення їхнього положення у просторі існують поняття про геометричні елементи складки (осьові поверхні, шарніри та кути складки). *Осьова поверхня* (площина) – це удавана площина, що проходить через замок складки і поділяє її приблизно на дві симетричні частини. Розтинаючи складку вздовж, осьова площина утворює лінію перетину з поверхнею кожного шару – *шарнір* складки. Продовживши осьову поверхню до перетину з земною поверхнею, отримуємо нову лінію перетину – *вісь складки*, яка збігається з її простяганням. Якщо продовжити у просторі

крила аж до їхнього перетину, отримуємо *кут складки* (рис. 3.4). Кожна складка має *висоту* та *ширину*.

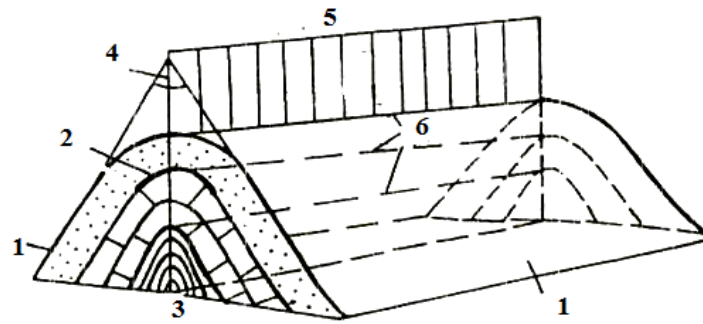


Рис. 3.4. Елементи складок: 1 – крила; 2 – замок; 3 – ядро; 4 – кут; 5 – осьова поверхня; 6 – шарнір

За морфологічними особливостями замка виділяють гребнеподібні, сундучні, віялоподібні, дугові, косі та ін. форми складок (рис. 3.5).

Окремі складки у природі зустрічаються рідко. Частіше спостерігаються цілі комплекси різних за морфологією та походженням складок – *антиклінорії* та *синклінорії*.

За походженням складки поділяються на екзогенні та ендегенні. Перші формуються під час обтікання в процесі осадконакопичення на ділянках із нерівностями давнього рельєфу, руйнування породи поверхневими водами, зсувів і т. ін. Другі утворюються внаслідок тектонічних процесів.

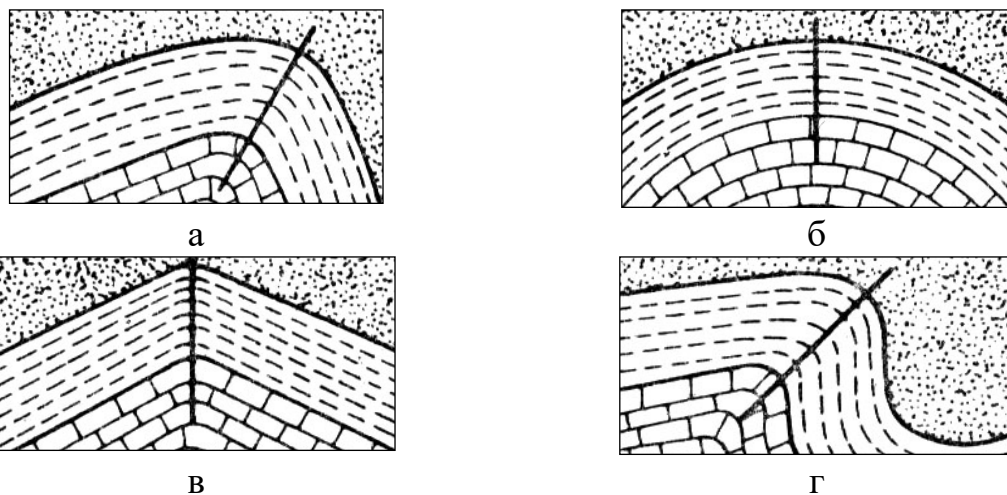


Рис. 3.5. Форми складок: а – коса; б – дугова; в – гребнеподібна; г – віялоподібна

Розривні порушення. Тектонічні порушення з розривом цілісності порід мають назву *розривних*. Розрив – тріщина, що розділяє монолітну породу на частини, або блоки. Залежно від спрямування діючих сил блоки гірських порід або залишаються у попередньому положенні, або зміщуються один відносно другого.

Розриви без зміщення, або *тріщини*, зустрічаються в усіх гірських породах. Видимі тріщини мають ширину від декількох міліметрів до

декількох метрів. Окрім того, існують мікротріщини, які можна помітити лише під час розколювання породи.

Тріщини бувають відкритими, закритими та сліпими. Тіла, що їх заповнюють, мають назву *жили*.

За положенням у просторі розрізняють горизонтальні (з кутом падіння $0-10^{\circ}$), похило падаючі ($10-50^{\circ}$), круто падаючі ($50-90^{\circ}$) тріщини. Система тріщин має назву *тріщинуватості*.

За походженням розрізняють *екзогенні* та *ендогенні* тріщини. Перші мають глибину розповсюдження від декількох сантиметрів до перших десятків метрів, а другі – від сотен метрів до десятків кілометрів.

Розривні порушення зі зміщенням. Утворення тектонічних порушень зі зміщенням пов'язане в основному з дією ендегенних сил, спрямованих на стискання або розтягнення гірських порід.

У розривному порушенні зі зміщенням розрізняють зміщувач, крила (або блоки) та амплітуду зміщення (рис. 3.6). *Зміщувач* – тріщина, вздовж якої відбувається зміщення розірваних ділянок земної кори. *Блоки, або крила*, – ділянки земної кори (шару, товщі), що знаходиться по обидва боки від зміщувача.

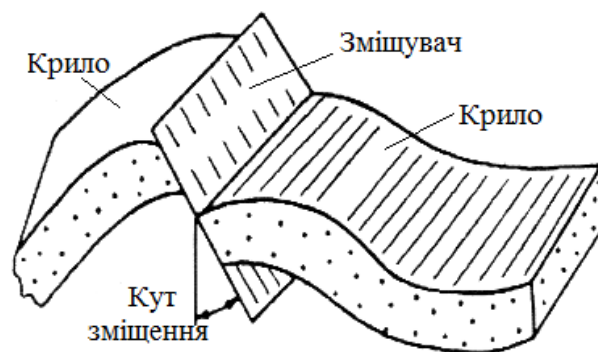


Рис. 3.6. Розривне порушення зі зміщенням

Відносно одне до одного крила бувають піднятими та зануреними. *Піднятим* називають крило, що зміщене відносно іншого вгору, а *зануреним* – крило, що зміщене вниз. За положенням зміщувача крило, що знаходиться вище зміщувача, називають *висячим*, а нижче – *лежачим*. Відстань, на яку зміщені крила відносно одне одного, називають *амплітудою зміщення*. Вона буває вертикальною та горизонтальною.

За напрямком зміщення блоків, просторовим положенням зміщувача та деякими іншими особливостями виділяють такі типи розривних порушень, як скиди, вскиди, насуви (рис. 3.7).

Скид – розривне порушення, у якого зміщувач нахилений до зануреного крила, а висяче крило переміщене униз відносно до лежачого. Вважається, що скиди утворюються під час розтягнення земної кори.

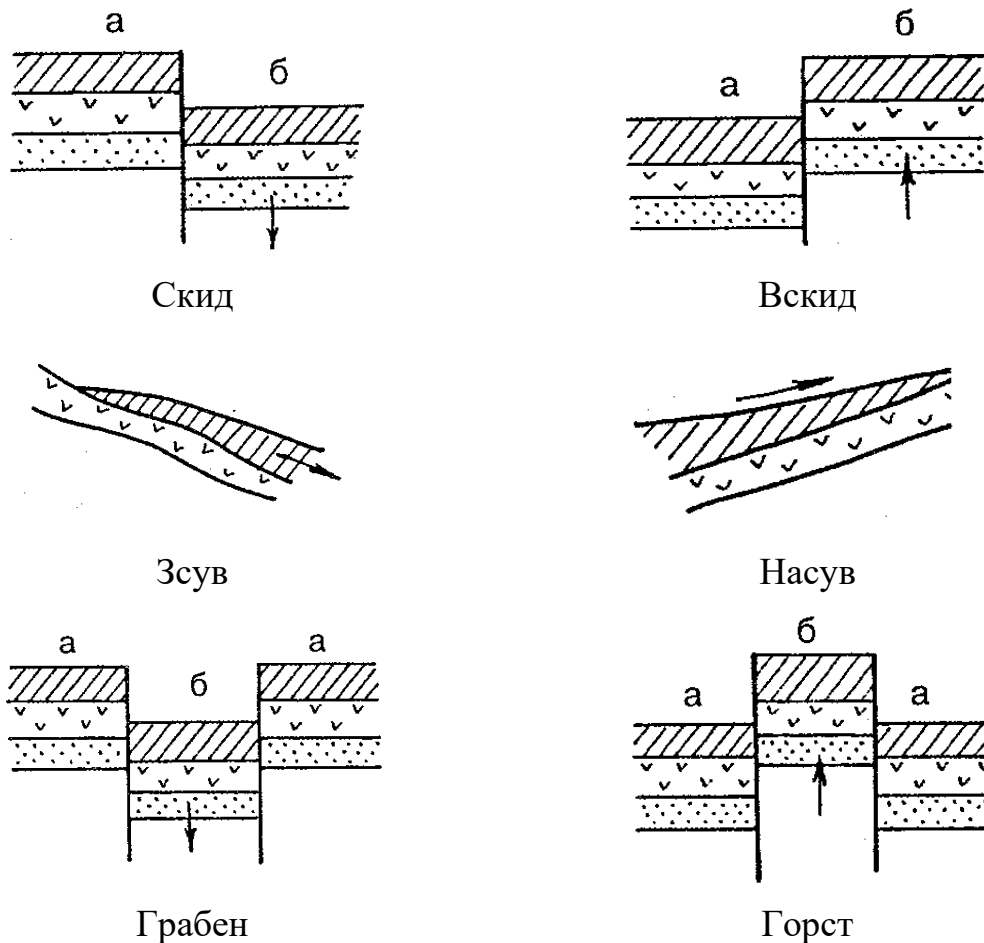


Рис. 3.7. Типи розривних порушень: а – нерухома частина земної кори; б – рухома частина земної кори

Вскид – утворюється під час стискання земної кори, коли висяче крило переміщується вгору по зміщувачу. У вскидах зміщувач нахилений у бік піднятого крила і висяче крило розташоване вище лежачого.

Насув – нагадує вскид, але відрізняється більш похилим положенням зміщувача: у вскидів зміщувач нахилений під кутом більше 45° , а у насувів – до 45° . Іншою відмінною рисою насувів є значні амплітуди, що вимірюються сотнями метрів, а іноді й десятками кілометрів.

Зсув формується під час горизонтальних переміщень блоків земної кори вздовж похилого або круто падаючого зміщувача.

Горст – здійснений блок земної кори, обмежений розривними порушеннями. Горсти відомі у гірських та складчастих областях.

Грабен – провалля, утворене зануреним тектонічним блоком, відділене від сусідніх ділянок скидами або вскидами. Типовими грабенами є западини найкрупніших озер світу (Байкал, Балатон та ін.).

Розломи. Велетенські розривні порушення, що занурюються своїми коренями на велику глибину, називають *глибинними розломами*. За даними геофізичних досліджень, одні з них сягають гранітного або базальтового шару земної кори, а інші виходять за її межі, заглиблюючись у верхню мантію. Вони мають протяжність у сотні і тисячі кілометрів і ширину до

десять кілометрів. Глибинні розломи є каналами, по яких глибокі зони Землі взаємодіють із верхніми шарами літосфери. По них відбувається висхідне розвантаження ендегенних флюїдів та теплового потоку, а також підземних вод і газів глибоких горизонтів. З ними пов'язані родовища багатьох корисних копалин.

3.2. ФОРМИ РЕЛЬЄФУ

Рельєф Землі є наслідком геологічних процесів, які поділяються, як ми знаємо, на дві групи: *ендогенні* (тектонічні рухи, магматизм, метаморфізм та ін.) та *екзогенні* (осадконакопичення, геологічне вивітрювання та ін.). У свою чергу, рельєф зазнає постійних змін. Історія його розвитку – *морфогенез* – є об'єктом дослідження геоморфології.

Геоморфологія вивчає рельєф земної поверхні як системоутворюючого елементу всього довкілля. Метеоролого-кліматичні особливості, характер розміщення поверхневих і підземних вод, ґрунто-рослинний покрив, ландшафти. Розподіл населення Землі та його господарська діяльність значною мірою також залежать від особливостей морфології земної поверхні, походження та віку великих або дрібних форм рельєфу, темпів їх перетворення внаслідок природних чи антропогенних чинників.

Пошук корисних копалин, проектування, а також будівництво та експлуатація інженерних споруд, різні види господарської діяльності (промислове і цивільне будівництво, сільськогосподарське використання земель, гідротехніка та меліорація, будівництво нафто- і газопроводів, авто- і залізничних шляхів, ліній електропередач і засобів зв'язку, військові роботи тощо) зумовили появу науково-прикладних напрямків – *розвідувальної та інженерної геоморфології*. Впродовж останнього десятиліття ХХ ст. сформувалася *екологічна геоморфологія*, що разом з іншими науками має на меті вирішення екологічних проблем довкілля.

3.2.1. Геоморфологія та її зв'язок з іншими науками

Геоморфологія є динамічною наукою. Так, лише за кілька останніх десятиліть у її складі виокремилося багато наукових та прикладних напрямків.

Таким чином, геоморфологія як наука охоплює різні сфери геології, кліматології, географії, біології та людської діяльності.

Поверхня Землі – це сукупність нерівностей різних розмірів і форм, що має назву *рельєф* (від фр. relief – опуклість). Рельєф трактується як певний обсяг літосфери, що складається з гірських порід і відображається у денній поверхні нерівностями (або геометричними формами) різного розміру, положення та нахилу. Рельєф, що утворений у природному середовищі гірськими породами, поверхневими і підземними водами, атмосферою, ґрунтами, рослинним і тваринним світом, людиною, є фактором формування природних систем Землі, визначаючи їхній розвиток. Ця складна поверхня є

також межею між щільним тілом планети (літосферою) та гідросферою і атмосферою. Саме тут відбувається обмін речовиною, енергією та інформацією між оболонками Землі, а також між земною поверхнею і Космосом. Поверхня планети, що представлена складним рельєфом, є основою для розвитку життя та господарської діяльності людини.

Речовинно-енергетичний обмін між внутрішніми та зовнішніми оболонками Землі супроводжується появою, зміною та зникненням нерівностей. Водночас зі зміною вигляду змінюються і властивості рельєфу, що обумовлює його дослідження з інженерної точки зору.

Геоморфологія вивчає рельєф земної поверхні з метою встановлення його просторово-часового утворення, походження, розвитку і напрацювання рекомендацій для раціонального використання особливостей рельєфу. Тому *геоморфологія* – це наука про рельєф земної поверхні, сформований взаємодією ендо- та екзогенних чинників, що характеризується такими ознаками, як морфологія, генезис, вік, динаміка і закономірності розміщення форм рельєфу у часі і просторі.

Об'єкт вивчення геоморфології – рельєф Землі – є складною сукупністю нерівностей земної поверхні від найбільших форм (материкові виступи та океанічні западини) до найменших пагорбів та низовин.

Предметом вивчення геоморфології є зовнішній вигляд рельєфу (морфологія), його походження (генезис), вік (час утворення) та динаміка (показники швидкості давнього та сучасного перетворення рельєфу).

Виходячи з сутності об'єкта та предмета геоморфології, виокремлюють такі *основні її завдання*: аналіз морфології рельєфу, визначення його генезису і віку, відтворення етапів розвитку, встановлення інтенсивності змін під впливом ендо- та екзогенних чинників, оцінювання придатності певних форм рельєфу як ресурсу для господарського використання, обґрунтування заходів щодо регулювання екологічно несприятливих процесів та їх оптимізації.

Методи геоморфології. Загальним теоретичним методом геоморфології є *діалектичний*, який дає змогу зрозуміти основний постулат: рельєф Землі – це результат взаємодії внутрішніх та зовнішніх чинників рельєфоутворення. Ендогенні процеси зумовлюють тектонічні рухи, внаслідок чого постійно змінюється положення земної поверхні як по вертикалі, так і по горизонталі. Магматизм значно змінює фізико-хімічні показники гірських порід і є причиною появи на поверхні Землі та в її надрах магматичних мас, а промениста енергія Сонця є джерелом екзогенних процесів (елювіальних, флювіогляціальних, еолових, карстових та інших), внаслідок яких відбувається формування рельєфу.

У сучасній геоморфології використовують різні методи досліджень.

Морфологічний – полягає у вивченні зовнішнього вигляду форм і типів рельєфу.

Морфометричний – дозволяє визначати кількісні показники і дає змогу оцінити глибину ерозійного розчленування земної поверхні, ухил її схилів, ступінь охоплення певних ділянок поверхні геоморфологічними явищами.

Генетичний – за допомогою якого можна отримати відповідь на питання про основний чинник утворення форм рельєфу: екзо- або ендегенний, діяльність тектонічних рухів та магми, вітру чи льоду, текучої або стоячої води тощо.

Палеогеоморфологічний – полягає у з'ясуванні характерних ознак похованого чи відкопаного рельєфу та рельєфоутворюючих процесів минулого.

Морфоструктурний (структурно-геоморфологічний) – найважливіший метод геоморфології для дослідження особливостей будови земної кори та її давньої або сучасної динаміки.

Морфодинамічний – за допомогою якого з'ясовують динаміку екзо- та ендегенних процесів, напрями і темпи неотектонічних явищ, прогнозують характер денудації та акумуляції, а також зміни рельєфу під впливом діяльності людини.

Таким чином, геоморфологія посідає важливе місце в системі наук про Землю і є важливим фактором різних напрямів діяльності людини – будівництва, пошуків родовищ корисних копалин, екології, меліорації тощо.

3.2.2. Класифікація форм та елементів рельєфу

Морфологія рельєфу має велике значення для встановлення однотипності певної території, вирішення інженерних задач під час будівельних, гідротехнічних, сільськогосподарських, військових, екологічних заходів. *Морфографію* і *морфометрію* рельєфу вивчають, використовуючи прямі (польові) геоморфологічні та дистанційні методи (за картографічними, аерофото- та космічними і радіолокаційними даними).

Форми рельєфу земної поверхні, що утворилися за різних умов природного середовища, є надзвичайно різноманітними. Існують різні класифікації рельєфу – морфологічна, морфометрична, вікова, генетична та ін. Так, *морфологічна* класифікація передбачає знаходження спільних ознак у зовнішньому вигляді форм рельєфу, що відображають морфологічними та морфометричними характеристиками: низькі, середньовисотні та високі гори; гострі, пласкі або округлі вершини гір, підвищені рівнини, кряжі, ували, гряди, плато; круті чи похилі схили; урвисті чи похилі береги тощо.

Гіпсометрична характеристика рельєфу є однією з найважливіших. За ступенем підняття поверхні суходолу над поверхнею океану розрізняють *низовинний* (0–200 м) і *височинний* рельєф. Останній залежно від характеру розчленування поділяється на високорівнинний, височинний, плоскогірний та гірський рельєф. За гіпсометричними характеристиками гірський рельєф поділяють на *низькогірний* (до 1000 м над рівнем океану), *середньогірний* (1000–3000 м) і *високогірний* (понад 3000 м).

За положенням поверхні дна морів і океанів щодо рівня океану виділяються *неритова* (глибиною 0–200 м), *батіальна* (200–3000 м), *абісальна* (3000–6000 м) та *гіпабісальна* (понад 6000 м) зони.

Морфометрична класифікація поділяє різний зовнішній вигляд земної поверхні на групи (таксони). Залежно від розміру форми рельєфу поділяють на *планетарні* (зумовлюють вигляд Землі як планети), *мегаформи* (найбільші), *макроформи* (великі), *мезоформи* (середні), *мікроформи* (дрібні) та *наноформи* (найдрібніші).

Класифікація *за віком (вікова)* ґрунтується на встановленні геологічного віку форм рельєфу. За одиниці виміру беруть одиниці фізичного часу – роки, тисячоліття, мільйони років.

В основу *генетичної* класифікації форм рельєфу покладено походження певних його форм. Основний постулат сучасної геоморфології про те, що рельєф є результатом взаємодії ендо- та екзогенних чинників, водночас є найоб'єктивнішою характеристикою генезису рельєфу. Тому загальний вигляд походження рельєфу визначається термінами «ендогенний рельєф» або «екзогенний рельєф». Перший властивий областям з інтенсивною ендогенною гороутворювальною геологічною діяльністю, а другий формується за переважаючого впливу екзогенних чинників та процесів рельєфоутворення.

Ендогенний рельєф формується внаслідок тектонічних рухів, тому існує ще одна його назва – *тектоногенний* рельєф. Тектонічні рухи (як давні, так і сучасні) призводять до порушення первинного залягання гірських порід та утворення антиклінальних і синклінальних складок, флексур, антикліноріїв, синкліноріїв, розривних порушень і деформацій у вигляді горстів та грабенів або інших, чітко виражених форм рельєфу. До ендогенного рельєфу належить також рельєф, що обумовлений процесами інтрузивного та ефузивного магматизму.

Екзогенний рельєф формується за переважного впливу поверхневих чинників рельєфоутворення (екзогенних процесів). Його природа і форми є досить різноманітними, що зумовлено середовищем екзогенного рельєфоутворення, до складу якого входять, окрім поверхневої частини земної кори, ще й приповерхневі гідросфера та атмосфера.

Залежно від домінуючого чинника рельєфоутворення розрізняють наступні головні форми рельєфу.

Тектоногенний – що утворився внаслідок деформації земної кори (антиклінальні та синклінальні складки, розривні порушення, переміщення блоків гірських порід і т. ін.). В Україні розвинутий повсюдно.

Вулканогенний – рельєф, що поширений у районах давнього і сучасного вулканізму. Серед давніх – сибірські базальтові трапи, базальтові виливи плоскогір'я Декан на півострові Індостан та ін. Лавові потоки створюють своєрідний рельєф і навколо діючих та сплячих вулканів (Везувій, Етна, Ключевська сопка, Шивелуч, Ельбрус, Кіліманджаро та ін.). В Україні цей тип рельєфу існує в Криму та Карпатах лише на окремих ділянках.

Більшість вивержених порід розсічені тріщинами на частини. За повільного застигання тріщини виникають по краях масивів і з'являються пластові, або «плитоподібні», а за швидкого – шарові окремоті. У випадку перетинання тріщин виникають «паралелепіпедні» окремоті, які з часом за рахунок руйнування кутів та ребер у процесі вивітрювання перетворюються у «матрацеподібні».

Еоловий – сформований під дією вітру і тому має ще одну назву – *дефляційний* (лат. deflacio – видуваю). Дефляція має величезне значення у формуванні пустельних ландшафтів. Абразійна діяльність піску, що переноситься вітром, спричиняє появу еолових останців, арок, печер.

Під час піщаних буревіїв пісок різного гранулометричного складу транспортується на величезні відстані. Накопичуючись на окремих площах, він утворює специфічні позитивні форми рельєфу – *бархани*, що є характерними для пустель. На берегах морів і океанів формуються піщані дюни, які часто зустрічаються на узбережжі Чорного, Азовського, Балтійського, Каспійського та інших морів (а також на берегах річок, у т. ч. Дніпра, Десни, Прип'яті та багатьох інших).

Денудаційний – утворюється внаслідок руйнації гірських порід на схилах. Характерним для нього є накопичення продуктів геологічного вивітрювання (що мають назву *делювій*) біля підніжжя схилів, які сповзають вниз під дією дощових і талих вод. Він є характерним для гірських масивів Криму та Карпат.

Флювіальний – в утворенні провідну роль відіграє дія текучої води. Її ерозійно-акумулятивна діяльність є різною для тимчасових та постійних потоків (річок). Розвинутий на всій території нашої держави.

Гляціальний – формується внаслідок дії на земну поверхню давніх і сучасних гірсько-долинних і покривних зледенінь. Основні форми рельєфу – *кари* (борозни) та *цирки* (чашеподібні заглиблення).

Руйнування гірських порід льодовиками має назву *льодовикової ерозії*. Результатом дії покривного льодовика, що пересувається на великі відстані, є утворення *трогових долин*, або *льодовикових трогів*.

Уламковий матеріал, що переноситься і відкладається льодовиком, має назву *морена*. Витягнуті вздовж напрямку руху льодовика гряди (довжиною до 30–70 км і шириною до 3–4 км) називаються *ози*, а невпорядковані групи і смуги невисоких пагорбів (6–12 м заввишки), що іноді розділені глибокими (до 14 м) котловинами, – *ками*. Яскравий приклад – Шацькі озера на Волині.

Карстово-суфозійний – утворений процесами хімічного ризчинення та вилуговування гірських порід або процесами механічного винесення дрібноуламкових гірських порід підземними водами (Донбас, Крим, Карпати).

Рельєф морських, озерних узбереж та шельфу – сформований переважно береговими процесами (узбережжя Чорного та Азовського морів).

Біогенний – результат процесів природного заростання озерних водоймищ або формування рифових споруд на морському мілководді. Розвинутий повсюдно.

Антропогенний (техногенний) – наслідок активної господарської діяльності людини на земній поверхні. Притаманний територіям, на яких проводиться інтенсивна господарська діяльність.

Ендо- та екзогенний рельєфи мають певні особливості на різних ділянках земної кори, що представлена двома головними різновидами – гірськими областями та рівнинами. Тому доцільно розрізняти рельєф гірський та рівнинний.

Швидкість тектонічних рухів та інтенсивність денудації чи акумуляції на земній поверхні вимірюється міліметрами. Іноді можна спостерігати, що рельєф, створений у недавньому минулому під дією одних чинників, нині змінюється під дією інших. Спостерігаються випадки, коли рельєф формується внаслідок сукупного впливу кількох процесів. Тому основним принципом геоморфологічного картування є морфолого-генетичний.

Контрольні запитання до розділу 3

1. Що вивчає геотектоніка?
2. Що таке тектонічні структури і якими вони бувають?
3. Які параметри має пласт (шар) гірської породи?
4. Якими елементами характеризується положення шару (пласту) породи у породі?
5. Яким приладом вимірюються елементи залягання пласта?
6. Що таке порушене залягання порід?
7. Види та будова складчастих тектонічних порушень.
8. Види та будова розривних тектонічних порушень.
9. Назвіть характерні види розривних порушень зі зміщенням.
10. Що таке геологічний (тектонічний) розлом?
11. Що вивчає геоморфологія?
12. Які існують методи дослідження в геоморфології?
13. Класифікація форм рельєфу.
14. Поняття ендегенного та екзогенного рельєфу.
15. Як сучасні тектонічні рухи впливають на рельєф та різні інженерні споруди?

РОЗДІЛ 4. ПІДЗЕМНІ ВОДИ

Підземними називають води, що знаходяться у гірських породах. Вони входять до складу мінералів, заповнюють пори і тріщини. У верхньому п'ятикілометровому шарі земної кори знаходяться близько 60 млн км³ води, або 4,12 % усього об'єму гідросфери. У глибоких зонах земної кори вода зазвичай є сильно нагрітою та мінералізованою, натомість у верхніх шарах літосфери циркулюють переважно холодні прісні води. У сильно охолоджених ґрунтах суші Північної півкулі вода знаходиться у твердому стані (у вигляді льоду).

Наука, що вивчає підземні води, їхнє походження, умови формування, розповсюдження, характер розміщення у літосфері, закони руху, режими, фізичні властивості, хімічний склад, взаємозв'язок з атмосферними опадами, поверхневими водами та гірськими породами, їхнє господарське значення (як корисної копалини), а також вирішує проблеми раціонального використання та охорони підземних вод від забруднення і виснаження тощо, має назву *гідрогеологія*.

Гідрогеологія поділяється на такі розділи: 1) загальна гідрогеологія; 2) регіональна гідрогеологія; 3) динаміка підземних вод; 4) пошуково-розвідувальна гідрогеологія; 5) вчення про мінеральні води; 6) гідрогеохімія; 7) нафтогазова гідрогеологія; 8) гідрогеологія родовищ корисних копалин; 9) меліоративна гідрогеологія та ін.

Гідрогеологія є найбільш спорідненою з *інженерною геологією* та *гідрологією* – наукою про поверхневі води. Чільне місце посідає вона і в *геоекології* (екологія підземної та поверхневої гідросфери).

Оскільки гідрогеологія є геологічною наукою, підземні води розглядаються нею на основі аналізу історичного розвитку земної кори й у тісному взаємозв'язку з твердою фазою гірських порід.

В житті людей підземні води відіграють виключно важливу позитивну роль. Разом з цим у багатьох галузях господарства підземні води можуть мати і негативне значення. Під час будівництва гідротехнічних споруд, тунелів, метрополітенів і т. ін. підземні води значно ускладнюють проведення робіт, обумовлюючи необхідність застосування дренажних та гідроізоляційних заходів, що суттєво здорожує будівництво.

Для боротьби з притоками підземних вод у гірничі виробки (кар'єри, шахти, рудники та ін.) застосовують різні дренажні споруди та водовідливні прилади. Капіталовкладення на дренаж і експлуатаційні втрати на водовідлив часто сягають 20–30 % і більше від загальної вартості усіх витрат на видобування корисної копалини. Тому підземні води – найважливіший об'єкт інженерно-геологічних досліджень.

4.1. ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ ТА КЛАСИФІКАЦІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

В земній корі існують різні за походженням підземні води. Частина з них утворюється за рахунок інфільтрації (просочування) атмосферних і поверхневих вод у гірські породи. Деяка кількість підземних вод утворюється внаслідок конденсації водяної пари повітря, що знаходиться у порах та порожнинах гірських порід. *Інфільтраційні* та *конденсаційні* води беруть участь у загальному кругообігу води в природі і тому отримали назву *вадозних* (мандрівних).

У 1902 р. австрійський геолог Е. Зюсс створив теорію «ювенільних вод», що утворюються під час магматичних процесів. В результаті інтрузивних та ефузивних процесів із магми виділяється пара води, а також гази – кисень та водень, – які в подальшому утворюють так звані ювенільні води.

Окрім того, в зоні метаморфізму відбувається дегідратація мінералів, що вміщують конституційну (кристалізаційну) воду, яка у вигляді перегрітих флюїдів піднімається вгору із зони високих температур і конденсується. Метаморфічні води часто також відносять до ювенільних.

Таким чином, слід відзначити, що підземні води у різних випадках утворюються по-різному: іноді беззаперечною є інфільтрація атмосферних опадів, іноді – цілком вірогідною є присутність ювенільних вод, але у більшості випадків підземні води, циркулюючи мільйони років у осадових породах різного віку, мають седиментогенне походження. Визначення ж кількісного співвідношення вод різного походження є дуже складною проблемою.

Вода зустрічається у гірських породах у твердому, рідинному і пароподібному станах. У вигляді льоду вона присутня в породах у тих районах земної кулі, де середньорічні температури є нижчими за нуль градусів. Водяна пара насичує породи в областях з аридним кліматом. В основному ж вода знаходиться у земній корі у рідинному стані. Розрізняють декілька видів води у гірських породах:

1. *Кристалізаційна вода* – входить до складу кристалічних решіток мінералів. Прикладом можуть слугувати гіпс $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, лимоніт $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ та ін. Суттєвої ролі у геологічних процесах ця вода не відіграє.

2. *Гігроскопічна вода* – присутня у слабковологих породах, де вона облямовує тонким (молекулярним) шаром окремі зерна мінералів. Вона утворюється шляхом конденсації водяної пари з ґрунтового повітря і видалається лише під час нагрівання.

3. *Плівкова вода* – утворює на зернах мінералів тонку плівку, що здатна пересуватися під дією молекулярних сил.

4. *Капілярна вода* – заповнює дрібні пори розміром до 1 мм і утримується в них силами поверхневого натягу (Ван-дер-Ваальса). Так само, як і плівкова вода, під час випаровування вона переміщується з нижніх горизонтів у верхні. Капілярні води вміщуються у тонкопористих породах, таких як глини, суглинки, супіски.

5. *Гравітаційна вода* – заповнює пори діаметром більше 1 мм. Вона здатна пересуватися під дією сили тяжіння (гравітації) з вищих горизонтів у нижчі. На відміну від попередніх типів вод її називають «вільною». Гравітаційна вода відіграє виключно важливу роль у формуванні твердого та рідинного підземного стоку.

За походженням підземні води поділяють на інфільтраційні, конденсаційні та магматогенні.

Інфільтраційні води утворюються під час інфільтрації (просочування) у ґрунт атмосферних опадів та інших поверхневих вод. Вони відіграють найсуттєвішу роль у формуванні підземного стоку та кругообігу води у природі, а також розвитку таких геодинамічних явищ, як суфозія та карст.

Сидементаційні води – це води, що накопичуються в осадах на дні водоймищ. До цього ж типу відносять залишкові води, що збереглися на місці існування морських басейнів.

Конденсаційні води – утворюються під час конденсації водяної пари у ґрунтах і породах. Розповсюджені у зоні пустель, де їм відводиться основна роль у поповненні ресурсів підземних вод.

Магматогенні води – води глибинного або ендегенного походження. Їх наявність обґрунтував австрійський геолог Е. Зюсс, створивши теорію походження підземних вод за інтрузивних та ефузивних процесів. Вона полягає в тому, що під час цих процесів із магми, що вміщує до 10 % H_2O , виділяється пара води, а також гази – кисень і водень, які у подальшому утворюють воду. Окрім того, у зоні глибокого метаморфізму відбувається дегідратація мінералів, що вміщують конституційну (кристалізаційну) воду. Пара води, що утворилася таким чином, піднімається вгору з зон високих температур і тисків у зони з нижчими температурами і тисками та конденсується, перетворюючись у підземну воду. Магматогенні підземні води мають назву *ювенільних*.

Відомо декілька класифікацій підземних вод, в основу яких закладені різні ознаки.

Підземні води, що містяться в порах (наприклад, у піщаних породах), називають *поровими*, в тріщинах – *тріщинними*. Розрізняють підземні води і за віком та походженням водовміщуючих порід (наприклад води *четвертинних відкладів*, води *флювіогляціальних відкладів* тощо). Залежно від гідралічних властивостей води можуть бути *безнапірними* і *напірними*. За температурою підземні води поділяють на *дуже холодні* (від 0 до 4°C), *холодні* (від 4 до 20°C), *теплі* (20–37°C), *гарячі* (37–100°C) і *дуже гарячі*, або *перегріті* (понад 100°C).

Однією з найбільш вдалих є класифікація підземних вод, в якій за умовами залягання виділяються ґрунтова волога, верховодка, а також ґрунтові, міжпластові та тріщинні води (рис. 4.1).

Ґрунтова волога і верховодка

Ґрунтова волога залягає найближче до денної поверхні і, як правило, в ґрунтовому шарі, де утримується дією сил молекулярного поверхневого притягання (Ван-дер-Ваальса). Ця вода може бути як у вигляді пари, так і «зв'язаною» (волога гігроскопічна і плівкова).

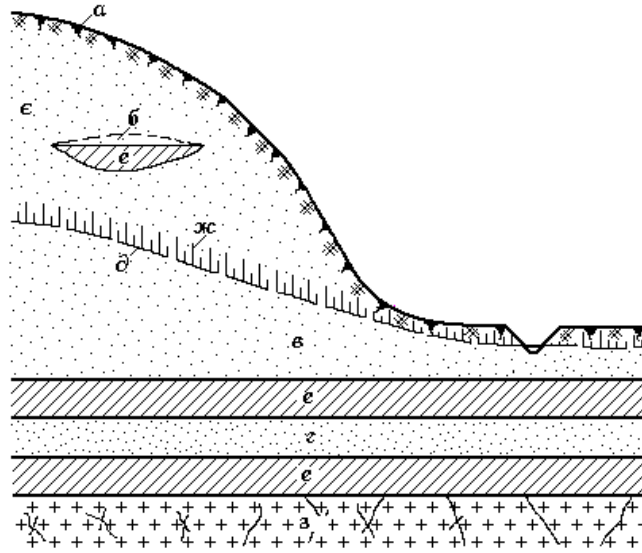


Рис. 4.1. Схема поділу підземних вод: *а* – ґрунтова волога, *б* – верховодка, *в* – ґрунтові води, *г* – міжпластові води, *д* – дзеркало ґрунтових вод, *е* – водотрив, *ж* – зона аерації, *з* – тріщинні (жилні) води

Окрім того, в рослинному шарі і породах, що його підстиляють, сезонно утворюються води за рахунок атмосферних опадів. Ці води безпосередньо під собою не мають водотривкого шару і є водами «підвішеними». Формування їх можна собі уявити на такому прикладі. На якійсь території випав дощ. Частина дощової води випаровувалась, частина стекла в річки, а частина просочилася у ґрунт. Вода, що просочилася, змочивши ґрунт на невелику глибину, існує доти, доки внаслідок випаровування, транспірації або пересування в глибину в пароподібному стані вона не зникне (виснажитья). *Область живлення ґрунтової вологи, як правило, збігається з областю її поширення.*

Ґрунтова волога відрізняється різкими коливаннями температури, антропогенною забрудненістю та насиченістю органічними речовинами. Ґрунтовий шар багатий на всякого роду бактерії, в тому числі і на хвороботворні. Ці ж бактерії є характерними і для ґрунтової вологи.

Верховодка знаходиться в верхніх шарах земної кори і має обмежене поширення. Вона характеризується дуже непостійним режимом. В посушливу пору року, коли збільшується випаровування, верховодка зникає. *Області живлення і поширення у верховодки збігаються.*

Верховодка зустрічається у двох випадках: а) на порівняно невеликих лінзах водонепроникних порід, які затримують частину інфільтрованої води; з часом частина цієї води випаровується, а частина стікає вниз, поповнюючи нижчезалягаючі води (рис. 4.2);

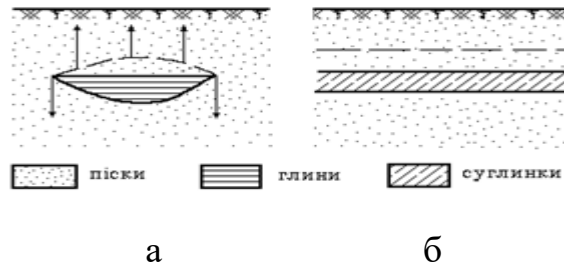


Рис. 4.2. Типи залягання верховодки: а – на лінзах водотривів, б – серед алювіальних відкладів

б) на річкових заплавах, де утворення верховодки пояснюється частим чергуванням шарів алювіальних відкладів, які мають різні фільтраційні властивості. Вода в процесі інфільтрації порівняно легко проходить через піски (рис. 4.2, б) і накопичується на шарі суглинків, водопроникність яких є значно меншою. З часом верховодка частково повільно просочується вниз, а частково випаровується в атмосферу.

В містах і селищах верховодка може утворюватись за рахунок витікання води з водопроводів і каналізаційних мереж.

Товщина залягання верховодки є невеликою (до 1–2 м). Ці води через забруднення зазвичай непридатні для господарського використання. Роль верховодки часто недо враховують, що створює великі труднощі під час будівництва (підтоплюються котловани, підвалини, підвали). На полях верховодка часто створює перезволоженні ділянки, що негативно відбивається на проведенні сільськогосподарських робіт.

Грунтові води

Грунтовими називаються підземні води першого від поверхні постійно існуючого водоносного горизонту, який знаходиться на першому регіонально витриманому водотриві (див. рис. 4.1).

Грунтові води мають вільну поверхню, яку називають *дзеркалом ґрунтових вод*. Залежно від рельєфу водотривкого ложа води можуть утворювати *потоки* і *басейни* (підземні озера).

Породи, котрі залягають між дзеркалом ґрунтових вод і денною поверхнею, складають зону *аерації*. Тут пори в породах заповнені в основному повітрям, а водою вони заповнюються лише в періоди просочування атмосферних опадів.

Нижче дзеркала ґрунтових вод, в межах водоносного горизонту, знаходиться зона *насичення*. Грунтові води *безнапірні*, але іноді над дзеркалом водоносного горизонту залягають водотривкі шари і лінзи, які

створюють місцевий напір. Живлення ґрунтових вод відбувається в основному за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. *Області їх живлення і поширення збігаються* внаслідок відсутності вгорі водотривкого шару.

Для визначення *напрямку* руху ґрунтових вод будують карти гідроізогіпсів – ліній, що з'єднують точки з однаковими відмітками дзеркала ґрунтових вод. Побудова гідроізогіпсів нагадує побудову горизонталей рельєфу і полягає в наступному (рис. 4.3). Дзеркало ґрунтових вод виявляють, як мінімум, в трьох точках, розташованих у вершинах рівнобічного трикутника шурфами або свердловинами (рис. 1, 2 і 3). На плані біля кожної свердловини ліворуч від її порядковим номером записують відмітку її гирла. Після того як рівень ґрунтових вод встановиться, в кожній свердловині заміряють глибину до дзеркала і записують вгорі праворуч від свердловини. Віднявши від значення відмітки гирла значення глибини до дзеркала ґрунтових вод, отримують відмітку залягання дзеркала, яку записують праворуч від свердловини знизу. Далі методом інтерполяції між відмітками дзеркала в свердловинах знаходять проміжні точки. Точки з однаковими відмітками дзеркала ґрунтових вод з'єднують гідроізогіпсами. Проводячи до гідроізогіпс перпендикуляри, направлені в бік пониження відміток, отримують *лінії току*, які показують напрямок руху ґрунтових вод.

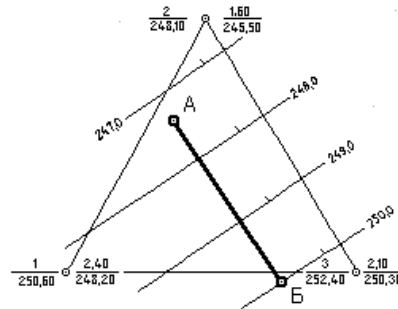


Рис. 4.3. Схема визначення напрямку руху ґрунтових вод

За гідроізогіпсами можна визначити гідравлічний уклон (градієнт), а також виявити наявність взаємозв'язку між ґрунтовими та поверхневими водами.

Величину гідравлічного градієнта на ділянці АБ (рис. 4.3) визначають за рівнянням

$$I = \frac{h_2 - h_1}{l}, \quad (4.1)$$

де I – гідравлічний градієнт, h_1 і h_2 – відмітки дзеркала ґрунтових вод в крайніх точках, м; l – відстань між цими точками, м (допустимо, що вона дорівнює 100 м).

У нашому прикладі:

$$I = \frac{250,0 - 247,3}{100} = \frac{2,7}{100} = 2,7 \%. \quad (4.2)$$

За картою гідроізогіпс можна визначити взаємозв'язок ґрунтових і поверхневих вод (рис. 4.4).

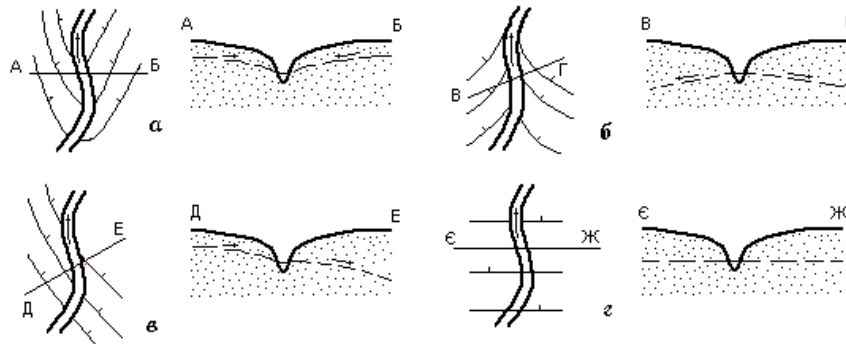


Рис. 4.4. Схема взаємозв'язку поверхневих і ґрунтових вод (ліворуч – на карті, праворуч – на розрізі): *а* – ґрунтові води живлять річку, *б* – річка живить водоносний горизонт, *в* – з лівого берега водоносний горизонт живить річку, а з правого берега річка живить водоносний горизонт, *г* – взаємозв'язок ґрунтових і поверхневих вод відсутній.

Об'єми, глибини залягання і якість ґрунтових вод залежать не лише від геологічних, але і від географічних факторів. Ґрунтові води поділяються на зональні (за своїм характером пов'язані з зональністю факторів, що діють на них) і азональні (не пов'язані з певними зональними факторами).

Для території України побудовано схему зональності ґрунтових вод, на якій виділено різні їх типи (рис. 4.5).



Рис. 4.5. Схема зональності ґрунтових вод на території України: I – високі ґрунтові води Півночі; II – ґрунтові води зони глибоких ярів; III – ґрунтові води яружно-балкової зони; IV – ґрунтові води причорноморських балок

I. *Високі ґрунтові води*, поширені на півночі України і займають переважно зону Полісся. Вони знаходяться в четвертинних відкладах, вміщують невелику кількість мінеральних солей і невеликі домішки органічних сполук. Глибина залягання дзеркала ґрунтових вод від 4–6 інколи до 10 м на міжріччях, а в понижених місцях вони майже зливаються з

болотами. Для цієї зони характерною є участь ґрунтових вод у живленні річок і боліт.

II. *Ґрунтові води зони глибоких ярів*, розповсюджені на території Донбасу і Харківщини. Залягають вони місцями на глибині 25–30 м, є прісними, з мінералізацією до 0,75–1,0 г/л. Живлення річок ґрунтовими водами тут дещо послаблене, тому що кліматично це зона нестійкого зволоження: кількість опадів за окремі роки буває меншою за величину випаровуваності. Якість питної води задовільна, жорсткість її середня і висока (часто до 7–9 ммоль-екв/л).

III. *Ґрунтові води яружно-балкової зони* займають велику територію України – від Ужгорода до Луганська. Води тут майже скрізь залягають глибоко, інколи навіть на глибині 50–60 м. Джерела зустрічаються рідко. Води, як правило, жорсткі з мінералізацією близько 1 г/л, інколи солонуваті. Живлення річок за рахунок ґрунтових вод є незначним.

IV. *Ґрунтові води причорноморських балок* займають південну частину території України. Залягають дуже глибоко (на вододілах до 100–120 м, дещо ближче до поверхні – в балках); води дуже засолені – мінералізація інколи досягає 5 г/л. Води жорсткі, інколи дуже жорсткі, мало придатні як питні.

Існують ще й азональні води, що поділяються на багато різновидів. Серед них:

1. *Болотні води* пов'язані в основному з низинами. Залягають вони близько до денної поверхні, дуже насичені органікою, від чого їхній колір часто стає бурим. Як правило, ці води є мутними, дуже м'якими (їхня загальна жорсткість до 0,9–1,0 ммоль-екв/л, рН = 3–4), мають характерний «болотяний» запах, вміщують у собі багато заліза. Разом з тим вони дуже агресивні відносно бетонів будівельних споруд.

2. *Ґрунтові води алювіальних і флювіогляціальних відкладів*, що приурочені в основному до пісків, супісків і суглинків, залягають на глибинах від кількох сантиметрів до 15 і більше метрів. Як правило, ці води слабо мінералізовані або прісні і мають зв'язок із водами річок та озер.

3. *Ґрунтові води дюн та морських узбереж*. Дюни зустрічаються поблизу морських узбереж, де вони утворюються за рахунок піску, що виноситься морським прибоєм на берег. Інколи із дюнних пісків складаються острови поблизу пологих піщаних берегів. Дюнні піски добре проникні для води. Помічено, що під час буріння деяких дюн у свердловинах спочатку появляється вода прісна, потім, на деякій глибині, що знаходиться нижче від рівня моря, вода солонна. Якщо зробити розріз через дюну, то побачимо, що прісна вода залягає у вигляді тіла, верхня частина якого слабо опукла, порівняно з нижньою (рис. 4.6).

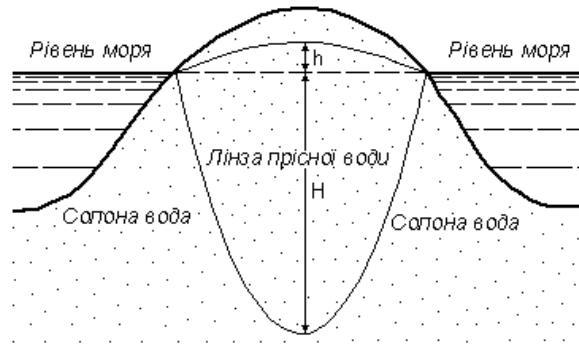


Рис. 4.6. Схема залягання прісних вод на піщаному острові

Якщо ми умовно розріжемо тіло прісної води горизонтальною площиною на рівні солоної води, то товщина лінзи над цією поверхнею буде в багато разів меншою за товщину другої частини лінзи, обернутої вниз, до солоної води. Співвідношення між цими двома товщинами знаходиться в залежності від щільності морської та прісної води. Якщо щільність морської води прийняти рівною $1,024 \text{ г/см}^3$, а щільність прісної води – за $1,000 \text{ г/см}^3$, то отримаємо:

$$H = h \cdot 1/(1,024 - 1) \quad \text{і} \quad H = h \cdot 42. \quad (4.3)$$

Лінзи таких прісних вод широко використовуються як ресурси питної води. Проте під час використання їх для водопостачання слід пам'ятати, що зниження висоти верхньої лінзи на 1 м призводить до зменшення висоти нижньої лінзи на 42 м.

4. *Грунтові води областей кінцевих морен* залягають без певної закономірності. Поряд із поверхневими болотними водами зустрічаються і такі, дзеркала яких знаходяться відносно глибоко. Вони залягають у пісках і гравійно-галькових відкладах, прісні або слабомінералізовані широко використовуються для водопостачання в північних областях України (Волинська, Житомирська, Рівненська області), де і зустрічаються кінцево-моренні відклади.

Пластовими (міжпластовими) називаються води, що залягають між двома водотривкими шарами гірських порід. За умовами залягання ці води можуть бути *безнапірними* і *напірними*. Останні інакше називаються *артезіанськими* за назвою передмістя Парижу – Артуа, де в 1126 році вперше були виявлені фонтануючі води. Безнапірні міжпластові води зустрічаються дуже рідко.

Пластові води згори перекриті водотривкою покрівлею, що *відділяє область живлення від області їхнього поширення* (рис. 4.7). Через те що температура міжпластових вод не має різких коливань, тут помітні лише річні її зміни. Напірним водам властивий гідростатичний тиск, який залежить від *різниці відміток областей живлення і розвантаження*. Лінія, що з'єднує ці дві області, називається *лінією н'єзометричного рівня*.

Якщо пробурити свердловину на артезіанські води, то вода в ній підійметься до п'єзометричного рівня, який у напірних водах завжди є вищим від її рівня у водоносному горизонті. Для зображення напору підземних вод будують карти *п'єзоізогінс* – ліній, які з'єднують точки з однаковими відмітками п'єзометричних рівнів (напорів) води.

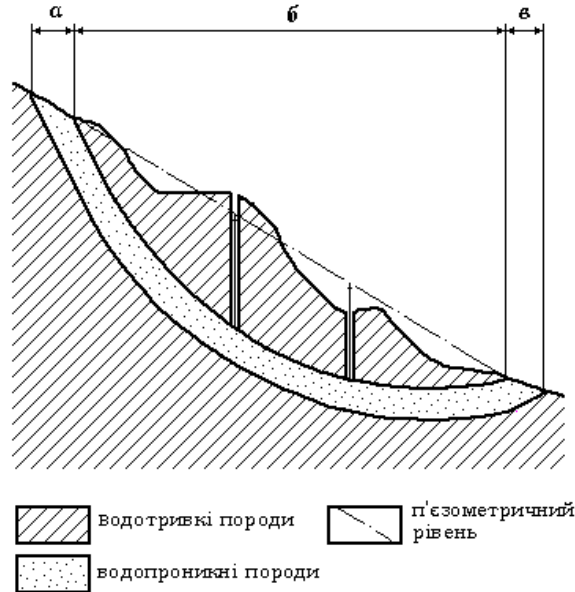


Рис. 4.7. Схема артезіанського басейну: *а* – область живлення; *б* – область поширення; *в* – область розвантаження

Геологічні структури значних розмірів, що вміщують артезіанські води, називаються *артезіанськими басейнами*.

На території України розташовані Волино-Подільський, Дніпрово-Донецький та Причорноморський артезіанські басейни.

Пластові води до глибини 600–800 м, а іноді й більше, як правило, є прісними. Хімічний склад їх формується під впливом різних фізико-хімічних і біохімічних процесів, які відбуваються під час взаємодії підземних вод із гірськими породами. У поширенні напірних вод різного хімічного складу спостерігається певна закономірність, що має назву вертикальної та горизонтальної зональності. Як правило, чим глибше знаходиться напірний водоносний горизонт, тим вищою є мінералізація води. Зміна мінералізації напірних вод по простяганню дозволяє говорити про горизонтальну зональність. У периферійних частинах артезіанських басейнів, де відбувається живлення водоносних горизонтів, води, як правило, прісні. Їхня мінералізація зростає до центральної частини басейну.

Абсолютно водонепроникних порід не існує, через що під час розгляду суміжних горизонтів напірних і ґрунтових вод слід враховувати, що вони гідравлічно взаємопов'язані. Як правило, напірні води, рухаючись знизу вгору, підживлюють горизонти ґрунтових вод, котрі залягають вище в розрізі. У зв'язку з цим, у зонах розломів напірні води сприяють появі озер та заболочуванню земель навіть за відсутності горизонту ґрунтових вод (солоні озера у басейні р. Вовча).

Пластові води широко використовуються в господарстві для водопостачання і зрошення. Якість питної води повинна відповідати санітарним вимогам до підземних вод для водопостачання. До зрошувальних вод вимоги не такі суворі, тому можуть бути використані води будь-якого складу, які не мають високої мінералізації, котра може викликати засолення ґрунтів.

Тріщинні води знаходяться переважно в міцних гірських породах. Іноді ці води називають ще й жильними (жили – це крупні тріщини, де води рухаються як по жолобах). Ці води характерні тим, що у приповерхневій зоні вільного водообміну на їхньому режимі надзвичайно різко відбивається гідрометеорологічний вплив, і тому їм притаманні дуже різкі коливання температури. Забруднення мінеральними й органічними речовинами, а також мікроорганізмами, відбувається дуже легко. Тому тріщинні (жильні) води вважаються неякісними для водопостачання питною водою. Залежно від умов залягання ці води можуть бути як *безнапірними*, так і *напірними*.

Якщо водоносна, багата тріщинами гірська порода залягає біля самої денної поверхні і під нею знаходиться водотривке ложе, то живлення підземних вод тут відбувається не через *інфільтрацію* (просочування), а через *інфлюацію* (втікання). Зібрана над водотривким ложем вода в цьому випадку буде аналогом ґрунтової води. Вона може утворювати підземний басейн або підземний потік. Тріщинні (жильні) води можуть поступово перекриватися водотривкою товщею і переходити в міжпластовий потік.

В Україні найкраще тріщинні (жильні) води вивчені в магматичних та метаморфічних породах Українського кристалічного щита, Карпат та Криму.

Джерела – природні виходи підземних вод на земну поверхню, що розкривають водоносні горизонти. За напрямком течії води поділяються на *низхідні* та *висхідні*. Низхідні джерела є характерними для виходів вод верховодки, ґрунтових вод, а висхідні – для міжпластових артезіанських вод, що розвантажуються по розривних тектонічних порушеннях.

Кількість води, що виливається з джерела (а також свердловини, яка розкриває водоносний горизонт) за одиницю часу, має назву *дебіт*.

4.2. ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Гідрогеологічними властивостями гірських порід визначається їхня взаємодія з підземними водами. Від них залежить їх рух та накопичення в літосфері, а також різні фізико-хімічні перетворення в системі «порода – вода». Серед таких властивостей гірських порід для інженерної геології найважливішими є: вологість, вологоємність, водовіддача, водопроникність та капілярність. Вони, у свою чергу, залежать від гранулометричного складу, тріщинуватості і шпаруватості порід.

Гранулометричний склад і шпаруватість

Перш ніж розглядати властивості порід, зупинимось на визначенні деяких вихідних положень.

Всі гірські породи, як правило, є трифазовою системою: тверді частки (мінеральна складова) + вода + гази.

Вода і газова складова заповнюють пустоти в породі. У випадку, коли всі пустоти заповнені водою (наприклад, піски в зоні насичення) або газом (за відсутності вологи в повітряно-сухих ґрунтах зони аерації), про породу можна говорити як про двофазову систему («порода – вода», «порода – повітря»).

Для зручності подальшого викладення матеріалу розглянемо певний об'єм породи V (рис. 4.8). Умовно згрупуємо всі тверді частки породи разом і позначимо їхній об'єм через V_s . Так само згрупуємо пори і позначимо їхній об'єм через V_n . Частина пор, заповнених водою, позначимо через V_w і частину пор, заповнених газом – через V_g .

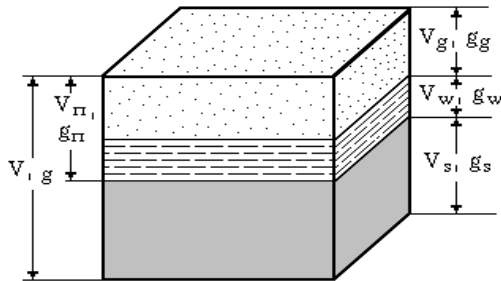


Рис. 4.8. Схема фазового стану одиниці об'єму породи

Таким чином, маємо рівняння

$$V = V_s + V_n = V_s + V_w + V_g. \quad (4.4)$$

Відповідно позначимо маси цих об'ємів через g_s , g_w і g_g . Нехтуючи вагою газів, яка є незначною, отримаємо, що загальна маса породи g в об'ємі V дорівнює:

$$g = g_s + g_w. \quad (4.5)$$

За допомогою цих позначень буде легше виразити основні показники властивостей порід, які розглянемо нижче.

Гранулометричний склад це процентний вміст у розсипчастій породі часток різних фракцій. Цей показник служить класифікаційною ознакою, котра дозволяє встановити назву породи. Зазвичай гранулометричний склад подають у вигляді стандартної таблиці на основі проведеного механічного аналізу породи. Визначення назви породи відбувається за таблицею механічного аналізу порід.

Шпаруватість породи – це загальний об'єм усіх порожнин у породі, обумовлений пористістю, тріщинуватістю, кавернозністю, наявністю

карстових порожнин тощо. Кількісними показниками шпаруватості є пористість і коефіцієнт пористості.

Пористість (n) визначається співвідношенням об'єму всіх порожнин у породі до всього об'єму породи і виражається в відсотках:

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100\% = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s} \cdot 100\%, \quad (4.6)$$

де V_n – об'єм пор; V – об'єм породи, ρ_s – щільність часток ґрунту і ρ_d – щільність сухого ґрунту.

Коефіцієнт пористості (e) – співвідношення об'єму порожнин до об'єму твердої фази породи V_s :

$$e = \frac{V_n}{V_s}. \quad (4.7)$$

Співвідношення між пористістю і коефіцієнтом пористості виражається залежностями:

$$n = \frac{e}{1+e} \quad \text{та} \quad e = \frac{n}{1-n}. \quad (4.8)$$

За походженням розрізняють *первинну* (сингенетичну) пористість, що виникає під час утворення певної породи (порожнини між частками, що складають породу, пустоти в лавах, тощо) і *вторинну* (епігенетичну) пористість (порожнини, що утворились у вже сформованих породах внаслідок різних процесів: пори розчинення; тріщини і пустоти, що виникають під час кристалізації та вивітрювання порід тощо). Розрізняють також пористість *загальну*, тобто загальний об'єм всіх пор, незалежно від їхніх форми, розмірів і взаєморозташування, і *ефективну* – об'єм тих пор, через які відбувається рух флюїдів (рідин або газів).

Водні властивості порід

Вологістю називається співвідношення маси води та маси сухих часток ґрунту в певному об'ємі породи, виражене в частках одиниці. Природна вологість – кількість води, що вміщується у порах породи в умовах її природного залягання. Розрізняють вагову, відносну і об'ємну вологість породи. Вологість, виражена за відношенням до маси абсолютно сухої породи, носить назву вагової вологості. Відносна вологість – співвідношення маси води в породі до об'єму пор. Відносна вологість також носить назву коефіцієнта водонасичення, або ступеня вологості, бо вона характеризує ступінь заповнення пор водою. За коефіцієнта водонасичення, близького до одиниці, у породі утворюються двофазова система (мінеральні частки +

вода); за коефіцієнта водо насичення, меншого за одиницю, система є трифазовою (мінеральні частки + вода + повітря).

Об'ємна вологість – це співвідношення об'єму води, що знаходиться в порах, до об'єму всієї породи. Розрахунок вагової (w), відносної (S_r) і об'ємної ($w_{об}$) вологості проводять за такими формулами:

$$w = \frac{g_w}{g_s}; S_r = \frac{w \cdot \rho_s (1-n)}{n} \text{ або } S_r = \frac{w \cdot \rho_s}{e \cdot \rho_w}; w_{об} = \frac{V_w}{V}, \quad (4.9)$$

де g_w – маса води, г; g_s – маса абсолютно сухого ґрунту, г; ρ_s – щільність часток ґрунту, г/см³, n – пористість; e – коефіцієнт пористості; ρ_w – щільність води (приймається рівною 1 г/см³); V_w – об'єм води, см³; V – об'єм породи, см³.

Вологоємність – здатність речовини поглинати і утримувати певну кількість вологи, що виражається в вагових або об'ємних одиницях. Розрізняють вологоємність максимальну гігроскопічну, максимальну молекулярну, капілярну і повну.

Максимальна гігроскопічна вологоємність є максимальною кількістю води, яку може сорбувати порода з повітря за повного насичення його водяною парою; є величиною постійною для кожної породи. *Максимальна молекулярна вологоємність* – вологість породи, що відповідає максимальному вмісту в ній фізично зв'язаної води. *Вологоємність капілярна* – вологість породи, що відповідає заповненню водою капілярних порожнин. *Вологоємність повна* – максимальна кількість води, що утримується породою за повного насичення її водою.

В практиці за вологоємністю породи поділяються на *вологоємні* – торф, глини, мули; *маловологоємні* – піски дрібнозернисті і пілуваті, мергелі, крейда; *невологоємні* – галька, гравій, піски крупнозернисті, масивні вапняки та деякі інші породи.

Водовіддача – здатність порід, насичених водою, віддавати гравітаційну воду. Чисельно вона дорівнює різниці між повною і максимальною молекулярною вологоємностями. Величина її виражається *коефіцієнтом водовіддачі* – процентним співвідношенням об'єму вільно витікаючої з породи води до об'єму породи.

Гірські породи мають різну водовіддачу. Крупнозернисті піски, галька і гравій відрізняються високою водовіддачею, а торф і глина – дуже малою.

Водопроникність – властивість порід пропускати через себе воду внаслідок наявності тріщин, пор та інших порожнин. Ступінь водопроникності породи визначається кількістю та розмірами порожнин. Чим крупніші пори і тріщини в ній, тим легше вода проникає через таку породу, і навпаки. Порода з дуже великою пористістю може бути малопроникною для води або навіть непроникною (водотривкою), наприклад глина. Відмічено, що з підвищенням вологоємності порід знижується їхня водопроникність.

За ступенем водопроникності всі породи поділяють на три групи: *водопроникні* – розсипчасті уламкові породи (галька, гравій, пісок); *напівпроникні* – глинисті піски, лесоподібні породи, супіски, суглинки, мергелі; *непроникні* (водотривкі) – глини, дуже розкладений торф, масивні породи без тріщин. Ступінь водопроникності порід визначається їхнім коефіцієнтом фільтрації.

Породи, що пропускають воду, називаються *водопроникними*. Водопроникність залежить від розмірів пор та порожнин і характеризується коефіцієнтом фільтрації. *Коефіцієнт фільтрації (водопроникності) (K_f)* – величина, що характеризує водопропускну властивість гірських порід, яка є постійною для певної породи. Він характеризує швидкість фільтрації за напірного градієнта, що дорівнює одиниці і має розмірність м/доб. або м/с. У породі із високою водопроникністю (галечник, гравій, грубозернистий пісок) коефіцієнт фільтрації часто перевищує 10 м/доб., у слабоводопроникних порід (супіски, суглинки) він не перевищує 0,01–0,001 м/доб. Породи з низьким K_f (нижче 0,001 м/доб.) вважаються *водонепроникними*, або *водотривкими*.

Капілярність – фізичне явище підняття і утримання води в тонких капілярних трубках, порах, тріщинах порід і ґрунтів під дією сил поверхневого натягу, які розвиваються на границі твердої і рідинної фаз.

Висота капілярного здіймання рідини в порах є обернено пропорційною до діаметра пор. Розміри пор у породі збільшуються залежно від розмірів часток, що її складають. Практично можна вважати, що за величини часток породи понад 2 мм капілярне здіймання відсутнє. У пісків середньої за розмірами зернистості воно складає 15–35 см, у супісків – 100–150 см і у глин – 400–500 см. Час капілярного здіймання до граничної висоти для різних порід є різним. Встановлено, що чим більшою є висота капілярного здіймання, тим меншою є швидкість самого підйому.

Капілярні явища в одних випадках приносять користь, в інших – шкоду. Завдяки висхідному капілярному руху рослини отримують водне живлення з глибших шарів. А ось у районах поширення високомінералізованих підземних вод капілярний висхідний рух призводить до засолення ґрунтів і утворення солончаків. Це явище шкідливо позначається на стійкості порід у підвалах споруд і на стійкості схилів. Тому з капілярним явищем у породах часто доводиться боротися.

4.3. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПІДЗЕМНИХ ВОД

Підземні води залежно від особливостей фільтрації й глибини залягання водоносних горизонтів характеризуються фізичними та хімічними властивостями.

До *фізичних властивостей* належать колір, прозорість, запах, смак та температура води. Підземні води зазвичай не мають кольору. Лише за наявності в них домішок вони набувають різних відтінків. Так, жовтий і червонуватий відтінки надають воді окисні сполуки заліза; зеленувато-блакитний – закисні сполуки заліза та сірководень; сірий – суспензійні та колоїдні частки, бурий – органічні продукти тощо.

Смак підземним водам надають розчинені в них солі: NaCl – солоний, KCl – гіркий і т. ін. Підземні води у більшості випадків не мають запаху. Проте води, що вміщують H₂S, мають запах протухлих яєць, а органічні речовини надають воді запах болота. Температура підземних вод змінюється від 8–10 до 350–400⁰C. Найнижчі температури характерні для регіонів із довічною мерзлотою, а найвищі – для вулканічних вод. Залежно від температури підземні води поділяються на *холодні* (нижче 20⁰C), *теплі* (20–37⁰C), *гарячі* (37–42⁰C) та *термальні* (більше 42⁰C). В Україні переважають холодні, а у гірських районах Карпат і Криму трапляються теплі та гарячі води. Підземні води, що не мають кольору, прозорі, холодні, без запаху і приємні на смак, використовуються для питного водопостачання. Лікувальні води можуть мати ті або інші властивості, що відрізняють їх від питних вод.

Хімічний склад питних вод визначається геологічною історією розвитку гідрогеологічних структур, мінеральним складом водовміщуючих порід, умовами циркуляції вод, кліматом і, нарешті, антропогенним впливом. Причому антропогенні та кліматичні фактори впливають найбільше на підземні води верхніх водоносних горизонтів (передусім на верховодку та ґрунтові води). Циркулюючи у колекторах різних типів, підземні води, розчиняючи мінерали та породи, збагачуються різними хімічними елементами і сполуками.

Підземні води – складні водні розчини. У їхньому складі виділяються: макро- та мікрокомпоненти, гази, органічні речовини, мікроорганізми. Велике значення мають ізотопи хімічних елементів як самої води, так і розчинених у ній речовин. На сьогодні у підземних водах різними методами аналізу визначається 85 (із 105) хімічних елементів таблиці Менделєєва, які характеризують загальний хімічний тип води, її властивості та мають те або інше наукове чи практичне значення.

Згідно з Державним стандартом природні води за величиною мінералізації поділяються на такі групи: *прісні* (до 1 г/кг), *солонкуваті* (від 1 до 20 г/кг), *солоні* (20–35 г/кг) та *розсоли* (більше 35 г/кг). У свою чергу, розсоли поділяються на *дуже слабкі* (менше 70 г/кг), *слабкі* (70–140 г/кг),

міцні (140–270 г/кг), дуже міцні (270–350 г/кг) та надміцні (від 350 до 760 г/кг).

Макрокомпоненти визначають хімічний тип води, її загальну мінералізацію (сухий залишок) та назву за загальним хімічним складом. Основними макрокомпонентами є найрозповсюдженіші у земній корі катіоногенні (Ca, Mg, Na, K, Fe) й аніоногенні (Cl, S, C, Si) елементи. Можливість накопичення у водах певної мінералізації окремих макрокомпонентів визначається розчинністю сполук, що утворені головними катіоногенними елементами з головними аніоногенними. Збільшення мінералізації підземних вод відбувається за рахунок появи у розчинах більш розчинних сполук. Наймінералізованішими (М до 760 г/дм³) є надміцні хлоридні натрієві розсоли, а найменш мінералізованими (М менш ніж 10 мг/дм³) – ультрапрісні гідрокарбонатні натрієві води.

Мікрокомпоненти містяться у підземних водах у незначних кількостях, що визначаються міліграмами, мікрограмами та частками мікрограмів у 1 дм³. Іноді їх концентрації досягають кількостей, що дорівнюють вмісту макрокомпонентів. У цьому випадку вони входять у формулу хімічного складу води, визначаючи її загальний хімічний тип. Багато з мікрокомпонентів (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Al, Be, Mo, As, Se, Sr, F та ін.) повинні обов'язково визначатися у прісній питній воді, оскільки від них залежить її токсикологічні й інші показники.

Різні типи мінеральних вод здійснюють на організм людини *лікувальний* вплив саме завдяки вмісту в цих водах біологічно активних мікроелементів (Fe, Br, I, B, As, Si, F). З *промислових вод* (які є гідромінеральною сировиною) вилучаються такі мікрокомпоненти, як I, Br, B, Li, Pb, Sr W, S, Y та ін. Загальна кількість хімічних елементів, що вже вилучаються з підземних вод у промислових масштабах і перспективних для вилучення, досягає 30. Широке застосування під час *гідрогеохімічного пошуку* (за хімічним складом підземних вод) як елементи-індикатори дістали Ag, As, Au, B, Cu, F, Fe, Hg, Li, Mo, Ni, Pb, Zn, Sn, V, U, Ra тощо (усього більше 50 елементів).

У підземних водах вміщується широка гама *органічних сполук*, що представлені всіма групами (вуглеводні, білки, ліпіди) та класами (карбонові кислоти, вуглеводні, спирти, альдегіди, кетони, аміни, ефіри), що вивчає органічна хімія. Найважливішою характеристикою водорозчинних органічних речовин є величина їх загальної кількості та вміст хімічних елементів, які входять до складу індивідуальних органічних сполук (C_{орг.}, N_{орг.}, P_{орг.}).

З *мікроорганізмів* у підземних водах найбільше значення мають бактерії, мікроскопічні водорості, найпростіші та віруси. До групи бактерій належить більша частина одноклітинних мікробів.

Газу у підземних водах знаходяться у сорбованому, розчиненому та вільному станах. Між вільними і розчинними газами існує динамічна рівновага, яка порушується під час зміни температури й тиску. Основними газами підземних вод є: O₂, N₂, CO₂, H₂S, H₂, NH₃, He, Rn, Ne, Ar, Xe, Kr. За

походженням вони поділяються на групи: 1) повітряні (N_2, O_2, CO_2, Ne, Ar), що надходять у підземні води з атмосферного повітря; 2) біохімічні ($CH_4, CO_2, N_2, H_2S, H_2, O_2$, важкі вуглеводні), що утворюються внаслідок розкладу мікроорганізмами органічних і мінеральних речовин; 3) хімічні ($CO_2, H_2S, H_2, CH_4, CO, N_2, SO_2, NH_3$), які утворюються внаслідок взаємодії води та породи; 4) радіоактивні та ядерних реакцій (He, Rn).

Ізотопи – різновиди одного й того ж хімічного елемента, що відрізняються масою атомів. Існують стабільні та радіоактивні ізотопи хімічних елементів як самої води (H та O), так і макро- та мікрокомпонентів, що вміщуються в ній.

Вивчення природного ізотопного складу підземних вод і штучних радіонуклідів як індикаторів гідрогеологічних, гідрогеохімічних, екологічних процесів має величезне значення. Це, перш за все, визначення віку підземних вод, ідентифікація областей живлення підземних вод, визначення віку нафтогазових покладів, вирішення питань охорони природного середовища та ін.

Для аналізу хімічного складу підземних вод найчастіше застосовуються фізико-хімічні (колориметричні, кінетичні, люмінесцентні, електрохімічні) та фізичні (спектральні, радіоактиваційні, рентгеноспектральні) методи.

Результати хімічного аналізу підземних вод можуть бути представлені у різних формах – іонній, еквівалентній та процент-еквівалентній. Найпоширенішою формою *відображення складу підземних вод* є *формула Курлова* (псевдодріб, у чисельнику якого вказано вміст у процент-еквівалентній формі найголовніших аніонів, а у знаменнику – вміст основних катіонів). Причому величину вмісту елементів та сполук записують у вигляді хімічних індексів.

Іони розташовують у порядку зменшення концентрацій у розчині. Ті іони, що вміщуються у кількості, меншій за 1 процент-еквівалент, у формулі зазвичай не вказують. Під час визначення хімічного типу води враховують лише ті іони, концентрації яких дорівнюють 25 і більше процент-еквівалентів. Перед дробом записують найважливіші газоподібні компоненти води і величину її загальної мінералізації (M) у г/дм³. Після дробу пишуть значення рН (а також температури Eh та ін.), наприклад

$$M_{2,5} \frac{HCO_3 \ 60 \ Cl \ 25 \ SO_4 \ 13}{Na \ 41 \ Ca \ 38 \ Mg \ 20} \text{ рН } 7,2; \text{ Eh } + 0,5. \quad (4.10)$$

Особливою формою графічного зображення хімічного складу підземних вод є гідрогеохімічні карти й розрізи.

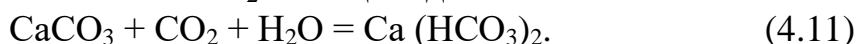
Підземні води впливають на основи, фундаменти та будівельні конструкції.

Негативна дія підземних вод на метал і бетон називається *агресією води*. Розрізняють агресію вилужну, загальнокислотну, вуглекислотну, сульфатну і магнезіальну.

Вилужна агресія виникає за малого вмісту у воді HCO_3 . У цих умовах відбувається розчинення і вимивання з бетону карбонатів, які він містить.

Загальнокислотна агресія обумовлена низьким значенням водневого показника рН, через що посилюється розчинення вапна у бетоні.

Вуглекислотна агресія виникає внаслідок дії агресивної вуглекислоти CO_2 . В процесі взаємодії з водою із цементу виділяється вільне вапно CaCO_3 , яке реагує з вільною вуглекислотою CO_2 . Реакція йде за схемою



Бігідрокарбонат кальцію, що утворюється при цьому, є розчинною сполукою і легко виноситься з бетону.

Сульфатна агресія виникає за наявності у воді підвищеної кількості сульфату SO_4^{2-} , при цьому у бетоні відбувається кристалізація нових сполук, утворення яких супроводжується збільшенням об'єму, внаслідок чого і відбувається його руйнування. Такими новими сполуками є гіпс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ та сульфоалюмінат кальцію – $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CaSO}_4 \cdot 31\text{H}_2\text{O}$ (цементна бацила). Під час утворення гіпсу об'єм збільшується у два рази, цементної бацили – у 2,5 рази.

Магnezіальна агресія, як і сульфатна, призводить до руйнування бетону під час взаємодії його з водою, яка вміщує підвищені кількості Mg^{2+} . При цьому, якщо вміст іонів Mg^{2+} буде меншим за 1000 мг/дм^3 , вода вважається магnezіально-неагресивною, незалежно від вмісту іона SO_4^{2-} .

Жорстокість води також відбивається на її агресивній дії на бетон (табл. 4.1).

Таблиця 4.1

Агресивність води стосовно до бетонів

Тимчасова жорсткість, мг-екв	Водневий показник, рН
< 14,4 (менше 6^0 нем.)	> 7,0
< 67,2 (менше 24^0 нем.)	< 7,0
> 67,2 (менше 24^0 нем.)	< 6,7

Для практичних розрахунків оцінка агресивності води проводиться у відповідності з «Інструкцією з проектування, ознак і норм агресивності води – середовища для залізобетонних та бетонних конструкцій».

Контрольні питання до розділу 4

1. За рахунок чого відбувається переміщення підземних вод?
2. Які види води зустрічаються у гірських породах?
3. Що називається джерелом?
4. Які за походженням типи підземних вод вам відомі?
5. Що таке пористість гірських порід і як вона визначається?
6. Водопроникність гірських порід та її визначення.
7. Що таке водотриві, флюїдотриві?
8. Що називається коефіцієнтом фільтрації?
9. Що таке водовіддача гірських порід і як вона визначається?
10. Як утворюються приповерхневі водоносні горизонти та яка їх будова?
11. Що називається водоносним горизонтом і водоносним комплексом?
12. Чим відрізняються безнапірні та напірні підземні води?
13. Як поділяються підземні води за ступенем мінералізації?
14. Схарактеризуйте фізичні властивості підземних вод.
15. Як поділяються підземні води залежно від температури?
16. Що таке агресивність підземних вод та її види?

ЧАСТИНА II

ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ТА ГЕОТЕХНІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ

РОЗДІЛ 5

МЕТОДИКА ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ ТА ГЕОТЕХНІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Інженерно-геологічні та геотехнічні дослідження проводяться у відповідності з існуючими методиками. Від їх правильного вибору залежить об'єктивність характеристик ділянки для будівництва, а також розрахунків будівель та споруд включно з визначенням режиму їх експлуатації та захисту в умовах сучасних геодинамічних процесів.

5.1. ЗАВДАННЯ, ВИДИ ТА ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ ТА ГЕОТЕХНІЧНИХ РОБІТ

Інженерно-геологічні дослідження проводяться для обґрунтування проектування різних видів будівництва, експлуатації родовищ корисних копалин, а також для здійснення інших інженерних заходів. Головними задачами інженерно-геологічних та геодинамічних досліджень є:

- вивчення геоструктурних, геоморфологічних та гідрогеологічних умов і сучасних геологічних процесів;
- визначення властивостей гірських порід для забезпечення ефективного проектування і нормальної експлуатації інженерних споруд.

Під час інженерно-геологічних досліджень вивчаються розповсюдження, склад, умови залягання, походження, вік, товщина, інженерно-геологічні властивості гірських порід та підземних вод, а також сучасні геологічні та інженерно-геологічні процеси. Явища і процеси, які стали результатом взаємодії геологічного середовища з інженерною спорудою, носять назву *інженерно-геологічних*.

Під час інженерно-геологічних досліджень потрібно одержати геологічні дані для оцінки місця будівництва споруди, для вибору й розрахунків її конструкції та встановлення режиму експлуатації. Для проектування захисних заходів необхідно виявити сучасні геологічні процеси, що загрожують будівлям, спорудам і комунікаціям. Результати інженерно-геологічних досліджень повинні забезпечувати можливість кількісного прогнозування їхньої взаємодії з середовищем, а саме: можливі величини просідань будівель і споруд; фільтраційні втрати води із каналів та водосховищ; розмір руйнування (переробки) берегів рік, водосховищ і морів та ін. Слід також враховувати ефективність захисту тієї території, де будуть розташовані об'єкти будівництва від руйнівної дії сучасних геодинамічних процесів.

Характерною особливістю вивчення гірських порід з інженерно-геологічною метою є оцінка їх здатності протидіяти механічному, фізичному

та іншим видам впливу. При цьому визначення водопроникності порід, їх здатності зберігати і, відповідно, змінювати свої властивості, коли вони стають об'єктом інженерної діяльності людини, є однією з основних задач.

Процес проектування поділяється на низку послідовних стадій, специфічних під час різних видів будівництва залежно від складності спорудження і можливості використання під час проектування типових конструкцій: вибір місця для будівництва; розробка принципів вимог і методів робіт як під час зведення споруд, так і під час їх експлуатації; визначення заходів щодо покращення інженерно-геологічного використання місцевості.

Для вирішення цих питань проводяться підготовчі, польові та камеральні інженерно-геологічні роботи.

Підготовчі роботи включають вивчення району за архівними, фондовими та літературними джерелами, а також організацію робіт і підготовку до виїзду в поле.

До польових робіт входять: інженерно-геологічна зйомка, бурові й гірничорозвідувальні роботи в поєднанні з геофізичними, ландшафтно-геологічними, радіаційними та іншими методами досліджень, а також дослідні польові, лабораторні та камеральні роботи. *Лабораторні* роботи передбачають вивчення складу, стану і властивостей гірських порід, визначення агресивності та корозійних властивостей підземних вод відносно до металевих і бетонних конструкцій.

Камеральні роботи полягають в обробці матеріалів польових досліджень і в складанні звітів (висновків).

Для інженерно-геологічної характеристики гірських порід дуже важливим є встановлення їх приналежності до певних геологічних формацій, структурних поверхів, геолого-генетичних комплексів, інженерно-геологічних груп і більш дрібних підрозділів порід (залежно від детальності вивчення), підземних вод і сучасних *геодинамічних* процесів.

5.1.1. Регіональні інженерно-геологічні дослідження, інженерна зйомка й карти

Регіональна інженерна геологія вивчає закономірності територіального розподілу *інженерно-геологічних умов*. При цьому під інженерно-геологічними умовами розуміють усю сукупність геологічної обстановки, яка має значення для проектування, будівництва та експлуатації інженерних споруд.

Головною задачею під час вивчення регіональних інженерно-геологічних умов вважається виявлення як існуючої, так і можливої взаємодії природних явищ із інженерними спорудами. Регіональні інженерно-геологічні дослідження проводяться для вивчення великих територій із метою встановлення усіх важливих геологічних факторів, що визначають їх інженерно-геологічні умови. Регіональні закономірності встановлюються для

правильного планування і розміщення окремих видів будівництва з урахуванням розповсюдження порід із різними інженерно-геологічними властивостями.

До геологічних факторів, що визначають регіональні інженерно-геологічні умови, належать: геологічна будова території (з виділенням формацій, геолого-генетичних комплексів та інженерно-геологічних груп гірських порід), структура, умови залягання й склад порід, гідрогеологічні та геоморфологічні особливості, сучасні геологічні процеси.

Виділення геологічних формацій, які відбивають загальні закономірності формування і розподілу певних груп гірських порід, проводять з урахуванням історії геологічного розвитку території. Виділяють геолого-генетичні комплекси гірських порід за їхнім складом. Характеризуючи комплекси осадових порід, необхідно звертати увагу на співвідпорядкованість й співвідношення різних петрографічних видів порід у кожному комплексі, на гранулометричний склад порід, їх колір, шаруватість, вологість і карбонатність, а також на характер їх вивітрювання та тріщинуватості.

Під час регіонального інженерно-геологічного вивчення території велику роль відіграє характеристика гідрогеологічних умов, зокрема глибина залягання водоносних горизонтів, які мають інженерно-геологічне значення, напори й режим їх рівнів, хімічний склад води (зокрема, її агресивність), вплив підземних вод на геологічні процеси й явища (карст, суфозія, зсуви, селі). Під час оцінки регіональних інженерно-геологічних умов необхідно вивчати і геоморфологічні фактори: характер рельєфу, його зв'язок зі складом гірських порід, історію формування та вік. Дуже важливим є також з'ясування закономірності поширення та характеру розвитку геодинамічних процесів, і особливо – сучасних.

Регіональні інженерно-геологічні дослідження супроводжуються проведенням інженерно-геологічної зйомки, складанням інженерно-геологічних карт та карт районування.

Інженерно-геологічна зйомка є найважливішим видом інженерно-геологічних досліджень. Вона проводиться з метою вивчення інженерно-геологічних умов території, в межах якої намічається розміщення будівель і споруд або здійснення інших інженерно-геологічних заходів.

Масштаб інженерно-геологічної зйомки визначається категорією складності та ступенем геологічної вивченості району, а також завданням дослідження і стадіями проектування. Залежно від масштабу інженерно-геологічні зйомки поділяються на дрібномасштабні – від 1:500 000 та дрібніше, середньомасштабні – від 1:200 000 до 1:25 000 і крупномасштабні – від 1:10 000 і більше.

Дрібномасштабні інженерно-геологічні зйомки, як правило, не проводяться, але під час складання інженерно-геологічних карт масштабу 1:500 000 і дрібніше у випадку необхідності для ув'язки наявного фактичного матеріалу попередніх досліджень проводяться польові маршрути і рекогносцировки.

Середньомасштабні площинні інженерно-геологічні зйомки – масштабів від 1:200 000 до 1:25 000 – проводяться для обґрунтування техніко-економічного звіту схеми, а в окремих випадках – за простих геологічних умов і нескладного характеру споруджень проектування – для обґрунтування проекту будівлі.

Крупномасштабні інженерно-геологічні зйомки – масштабу 1:10 000 і більше – проводяться для обґрунтування проектного завдання, а за складних гідрогеологічних умов і своєрідності запроектованих споруджень – для обґрунтування технічного проекту. У масштабі інженерно-геологічної зйомки необхідно скласти й інженерно-геологічну карту. Інженерно-геологічна зйомка супроводжується розвідувальними та лабораторними роботами, а також короткочасними спостереженнями за геологічними й інженерно-геологічними процесами з метою кращого висвітлення інженерно-геологічних умов місцевості.

Під час інженерно-геологічної зйомки необхідним є вивчення типів і формацій, геолого-генетичних комплексів, світ та ярусів, виявлення складу, віку і генезису окремих шарів гірських порід, визначення їх потужності, зміни у простяганні і встановлення ступеня та характеру вивітрювання. Слід також вивчити гідрогеологічні умови з метою встановлення ступеня обводнення порід, глибини залягання підземних вод, їх напорів, хімічного складу, агресивності відносно до бетонних споруджень і корозійності до металевих конструкцій. З метою вивчення характеру рельєфу, його віку й генезису, з урахуванням складу гірських порід виконуються геоморфологічні спостереження.

Геодинамічні явища і процеси – зсуви, селі, обвали, осипи, абразія, ерозія – досліджуються під час інженерно-геологічної зйомки з метою визначення як ступеня їх небезпеки, так і проведення заходів боротьби з ними. Під час їх вивчення необхідно обстежити існуючі споруди для виявлення їх стану в процесі експлуатації, тобто одержати відомості про величину та характер просідань основ під фундаментами, про усталеність ухилів, дорожніх виїмок, насипів, кар'єрів, підпірних стінок, мостів, стінок каналів і т. ін.

5.1.2. Типи інженерно-геологічних карт і їх призначення

Інженерно-геологічною картою називають графічне зображення найбільш важливих інженерно-геологічних факторів у межах території вивчення, які слід враховувати під час проектування, будівництва, експлуатації споруджень та здійснення інших інженерних заходів. За даними інженерно-геологічної зйомки, в процесі якої комплексно вивчають геологічні, геоморфологічні та гідрогеологічні умови території, складають інженерно-геологічні карти і розрізи. Вони є основними документами, в яких відбиваються головні результати не тільки знімальних, а й розвідувальних, дослідних, стаціонарних та інших робіт.

Як правило, складають три типи інженерно-геологічних карт: карти інженерно-геологічних умов, карти інженерно-геологічного районування та інженерно-геологічні карти спеціального призначення. Детальність вивчення і масштаби карт визначаються вимогами проектування та складністю інженерно-геологічних умов. Залежно від цього карти бувають дрібномасштабними, середньомасштабними та великомасштабними.

Кarti інженерно-геологічних умов складають для усіх видів наземного будівництва. Використовують їх для загальної оцінки природних умов, у яких проектується будівництво.

Кarti інженерно-геологічного районування складають як для загальних, так і для спеціальних цілей на підставі тотожності інженерно-геологічних умов окремих частин території з виділенням на ній таксономічних підрозділів – регіонів, областей, районів, кількість яких зростає зі збільшенням масштабу; під час деталізації можна також виділяти підрайони, ділянки та ін.

Спеціальні інженерно-геологічні карти складають згідно з вимогами конкретного об'єкта будівництва. На них дається оцінка інженерно-геологічних умов території і прогноз інженерно-геологічних явищ. Для районів зі складною геологічною будовою рекомендується складати допоміжні карти, які характеризують окремі елементи інженерно-геологічних умов, наприклад зсувні, карстові, геоморфологічні, гідрогеологічні та інші, що вказують на специфічні особливості території, важливі для певного виду будівництва.

Інженерно-геологічні карти за призначенням і детальністю змісту (навантаження) поділяються на чотири категорії:

- 1) загальні оглядові дрібного масштабу;
- 2) оглядові середнього масштабу;
- 3) середньомасштабні;
- 4) детальні крупномасштабні.

Загальні оглядові карти дрібного масштабу (від 1:500 000 і дрібніше) складаються з метою відображення закономірностей формування і розповсюдження інженерно-геологічних умов на великих територіях. Вони є необхідними під час планування і розміщення будівництва, під час проектування детальних інженерно-геологічних робіт, а також як довідник із загальних інженерно-геологічних умов.

Кarti середнього масштабу поділяються на оглядові і середньомасштабні. Оглядові карти середнього масштабу (від 1:200 000 до 1:100 000) призначаються для проектування будівництва міських і селищних житлових масивів, промислових підприємств, залізничних колій та автомобільних трас, ліній електропередач та ін. Середньомасштабні карти (від 1:50 000 до 1:25 000) призначені для обґрунтування проектного завдання під час складання планів забудови міст, дорожніх вузлів, окремих гідротехнічних споруд та ін.

Детальні крупномасштабні карти (від 1:10 000 і більше) потрібні для обґрунтування проектного завдання і технічного проекту під час забудови

окремих міських територій, розміщення конкретних об'єктів промислового та цивільного будівництва, гідротехнічних вузлів, транспортних комунікацій і т. д.

Кожна інженерно-геологічна карта складається із власне карти, умовних позначень, інженерно-геологічних розрізів і пояснювальної записки. У додатках до тексту пояснювальної записки обов'язковим є каталог опорних виробок, вказаних на карті. Записка повинна бути доповненням до карти та пояснювати те, що на ній відображено.

Для складання інженерно-геологічних карт усіх масштабів використовують:

- топографічні, геологічні (дочетвертинних і четвертинних відкладів), тектонічні, геоморфологічні, гідрологічні та інші карти, складені за результатами попередніх досліджень;
- результати робіт із геології, геоморфології, гідрології, інженерної геології, метеорології, гідрології та ін.;
- висновки інженерно-геологічних досліджень на окремих будівельних ділянках та трасах;
- матеріали про деформації гірських порід під впливом будівельних споруд.

Інженерно-геологічні карти складають на топооснові, на якій необхідно показати горизонталями висотні відмітки, гідрографічну мережу, головні населені пункти, дороги та інші об'єкти, які мають інженерно-геологічне значення.

В основі побудови інженерно-геологічних карт різних масштабів лежить *принцип формаційного та геолого-генетичного аналізу* будови території досліджень. На карті відображають інженерно-геологічні характеристики порід до глибин, що відповідають глибинам їх висвітлення геологічними картами того ж масштабу.

На інженерно-геологічних картах залежно від масштабу вказуються у різному поєднанні такі характеристики: розповсюдження, склад, властивості, вік, генезис та умови залягання гірських порід; характеристика підземних вод; геоморфологічні особливості; сучасні геологічні процеси та явища; інженерно-геологічні процеси та ін.

На підставі аналізу геологічної будови та геологічної історії району на інженерно-геологічних картах виділяються геологічні формації, генетичні комплекси, петрографічні типи порід тощо.

Геолого-генетичні комплекси порід, що є близькими за складом, поєднуються в *інженерно-геологічні групи*, які характеризуються подібними типами зв'язків між частинками порід та схожими властивостями гірських порід – міцністю, деформованістю, водопроникністю, а також можливістю виникнення в породах тих або інших сучасних геологічних процесів. Геолого-генетичні комплекси порід, віднесені до відповідних інженерно-геологічних груп і доповнені характеристиками підземних вод та сучасних геологічних процесів, набувають нового інженерно-геологічного змісту, а тому можуть бути виділені в *інженерно-геологічні комплекси*.

Геолого-генетичні комплекси поділяються на світи, яруси та шари. Світи характеризуються схожими умовами утворення осадових порід, їх фаціально-літологічним складом та віком і можуть складатися як цілком із однорідних, так і перешарованих порід (наприклад, сланці, перешаровані з пісковиками). Підсвіти характеризуються однорідним складом на значних просторах, відсутністю у осадконакопичинні та кутових неузгоджень. Окремі шари порід, виділені усередині товщі, повинні бути однорідними за складом порід. Виділення формацій дає можливість прогнозувати загальні інженерно-геологічні особливості порід, передбачати наявність найбільш вірогідних комплексів гірських порід із певними фізико-механічними властивостями, а також характер приурочених до них підземних вод.

На карті повинні бути відображені показники гідрогеологічних умов: глибини залягання підземних вод, напори водоносних горизонтів, ступінь та характер агресивності вод, хімічний склад та ін.; геоморфологічні умови: ухил поверхні, її структура, характер рельєфу та його форми (абсолютні висоти, відносні перевищення, а також ступінь розчленованості, крутизна рельєфу, базис ерозії і т. ін.); сучасні геологічні процеси, найважливішими з яких є: сейсмічність, зсуви, обвали, карст, селі, просадки, мерзлотні прояви, заболоченість, соліфлюкція, ерозія та ін. Певні процеси і явища закономірно приурочені до ландшафтно-географічних зон та поясів.

На загальних оглядових інженерно-геологічних картах масштабу 1:500 000 і менше повинно бути відображено: розповсюдження і вік формацій та комплексів гірських порід, їх склад і генезис; приналежність комплексів порід до різних інженерно-геологічних груп; глибина залягання, напір та агресивність підземних вод; площі розвитку сучасних геологічних процесів, а також найголовніші регіональні та зональні інженерно-геологічні характеристики природних умов.

На інженерно-геологічні карти наносяться геолого-генетичні комплекси порід, об'єднані в інженерно-геологічні групи, які відрізняються за характером зв'язків між частинками порід, що входять до їх складу, а отже, за властивостями їх міцності, деформованості, водопроникності. Часто наводяться умови стійкості порід у підошвах споруджень. Обумовлюється віднесення кожного з виділених геолого-генетичних комплексів залежно від складу порід (скельних, зв'язаних, пухких) до тієї чи іншої інженерно-геологічної групи.

На оглядових інженерно-геологічних картах середнього масштабу (від 1:200 000 до 1:100 000) для рівнинних територій рекомендується показувати як верхні, так і більш глибокі геолого-генетичні комплекси порід.

На інженерно-геологічних картах масштабу 1:50 000 – 1:25 000 відображають: розповсюдження, генезис, вік, склад і характер залягання двох або трьох (згори донизу) геолого-генетичних комплексів (з характеристикою петрографічних різновидів гірських порід), що залягають один на одному до глибини не менше 15–20 м.

Для характеристики гідрогеологічних умов необхідно мати дані щодо розповсюдження, глибини залягання першого від земної поверхні

безнапірного водоносного горизонту, глибини залягання й висоти напору води першого напірного горизонту, який має інженерно-геологічне значення, а також агресивності і корозійних властивостей вод.

Опис геоморфологічних умов включає характеристику генезису та віку різних форм рельєфу, будови поверхні, уступів надзаплавних терас та вододільних просторів. Із метою оцінки розвитку сучасних геологічних процесів і прогнозу ступеня їх небезпечності для будівельних споруд на карті позначаються площі розвитку цих процесів.

До карт додають таблиці, узагальнені графіки, розрізи та колонки, які містять результати визначення інженерно-геологічних властивостей порід. У таблицях і на графіках наводять склад та фізико-механічні властивості гірських порід за результатами візуальних, дослідно-польових і лабораторних визначень.

До інженерно-геологічної карти або для окремих її аркушів будують один чи декілька інженерно-геологічних розрізів. Такі розрізи прокладають через усю площу карти як у меридіональному, так і в широтному напрямках відповідно до стратиграфічної схеми, прийнятої для певної території. Інженерно-геологічні розрізи повинні відповідати карті й відобразити стратиграфічні особливості території.

На розрізах вказують опірні гірничі виробки (свердловини, котловани, канали та ін.) із нанесенням глибини появи води і стабільних рівнів, а також границь елементів інженерно-геологічного районування території. Горизонтальний і вертикальний масштаби встановлюють залежно від амплітуди розчленування рельєфу, виходячи із необхідності чіткого відображення геологічної будови. Розрізів, як правило, повинно бути не менше двох.

На зведеній стратиграфічній колонці з інженерно-геологічною характеристикою порід показують:

- а) стратиграфічні підрозділи дочетвертинних (до ярусу або світи) й четвертинних (до відділу) порід із наведенням їх найменувань та індексів (вікових і генетичних);
- б) петрографічний склад комплексів порід, їх приналежність до відповідних формацій, структурних поверхів та інженерно-геологічних груп;
- в) товщини шарів порід у межах кожного комплексу (максимальну або найбільш розповсюджену);
- г) опис складу порід кожного підрозділу.

На великомасштабних інженерно-геологічних картах (від 1:10 000 і крупніших) наводяться дані про рельєф місцевості, рівні підземних вод та сучасні геологічні процеси. На карті подають узагальнені зображення природних факторів, які є найбільш важливими для усіх видів будівництва, що відображені відповідно до вимог проектування. Слід вказати розповсюдження, склад і розрахункові показники інженерно-геологічних властивостей порід, поширення та глибину залягання підземних вод першого від поверхні водоносного горизонту, характер сучасних геологічних процесів, які мають інженерно-геологічне значення.

Сучасні геологічні процеси характеризуються відображенням розповсюдження різних морфологічних типів рельєфу і ступенем активності їх прояву.

У деяких випадках складаються допоміжні карти:

- карта-зріз на певній глибині;
- карта-зріз на певній відмітці;
- карта-зріз по покрівлі певного стратиграфічного горизонту або певної стратиграфічної поверхні;
- карта товщини порід;
- карта, яка деталізує дані про породи, їх склад та властивості – те, що не відображається на карті інженерно-геологічних умов;
- карта, яка деталізує відомості про різні геологічні процеси;
- карта, яка відображає стан споруд, що зазнають деформації під впливом сучасних інженерно-геологічних процесів.

На картах інженерно-геологічного районування найкрупніші одиниці території зазвичай відокремлюють: 1) регіони – за структурними ознаками; 2) області – за геоморфологічними показниками; 3) райони – за комплексами гірських порід; 4) ділянки – за одним із характерних для певної території факторів. Виділення регіонів повинно ґрунтуватися на розподілі певних типів формацій, а також приналежності останніх до відповідного структурного поверху та участі їх у тому чи іншому тектонічному циклі складчастості, завдяки чому подається основа формування інженерно-геологічних умов території. Великі геоморфологічні елементи в межах регіону є областями першого порядку.

На карті масштабу 1:1 000 000 вказують районування території з інженерно-геологічною метою. В умовних позначеннях до карти наводять короткий геологічний опис. Границі регіонів наносять чорною лінією. Номер регіону позначають римською цифрою чорного кольору, границі областей показують більш тонкою пунктирною лінією, усередині контуру ставлять прописну українську літеру, яка позначає певну область.

На карті різним штрихуванням показують інженерно-геологічні групи. Сучасні геологічні процеси та явища позначають позамасштабними знаками. Для кожного виділеного на карті геологічного комплексу вказують глибину залягання першого від поверхні водоносного горизонту.

Залежно від масштабу карти, структурних і геоморфологічних особливостей регіону або області першого порядку усю територію поділяють на області другого та третього порядків. Райони, що виділяються усередині областей, відповідають площам розповсюдження інженерно-геологічних комплексів гірських порід зі схожою характеристикою підземних вод, подібними формами рельєфу, умовами залягання порід та їх товщиною, схожістю геологічних й інженерно-геологічних процесів. На картах середнього і великого масштабів в умовних позначеннях подають рекомендації з інженерно-геологічних заходів, необхідних під час підготовки території до забудови.

На підставі інженерно-геологічного районування шляхом поєднання подібних за інженерно-геологічними умовами самостійних регіонів проводиться типізація території. Інженерно-геологічна типізація (або типізація інженерно-геологічних умов) території України є завершальним етапом у процесі інженерно-геологічного районування.

Інженерно-геологічну типізацію території України виконано на підставі інженерно-геологічного районування за принципом поєднання факторів: розповсюдження гірських порід певного складу й властивостей, неотектонічних та геоморфологічних умов і розвитку сучасних екзогенних геологічних процесів з урахуванням ландшафтно-географічних зон.

Карту інженерно-геологічного районування і карту інженерно-геологічних умов можна поєднувати та будувати на одному аркуші.

Інженерно-геологічні карти спеціального призначення складають відповідно до особливостей будівництва і характеру споруджень. Вони можуть бути різноманітними за своїм змістом. На ці карти наносять головні інженерно-геологічні компоненти: породи та їх властивості, підземні води, геологічні процеси, рельєф тощо, з урахуванням вимог конкретного виду будівництва. Інженерно-геологічні карти спеціального призначення можна складати в будь-якому масштабі.

5.2. ПРОЕКТУВАННЯ ТА ОРГАНІЗАЦІЯ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ І ГЕОТЕХНІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Інженерно-геологічні та геотехнічні дослідження проводяться для обґрунтування проектування гідротехнічних, іригаційних та осушувальних споруд; промислового і комунального будівництва; будівництва метрополітенів, тунелів; планування і реконструкції міст, залізничних, автомобільних шляхів та інших об'єктів. На різних етапах проектування ці дослідження супроводжуються буровими, гірничими, геофізичними, геохімічними, топографо-геодезичними, маркшейдерськими роботами. Інженерно-геологічні роботи поділяються на інженерно-геологічне картування, інженерно-геологічні зйомки, інженерно-геологічні пошуки і багаторічні стаціонарні спостереження (моніторинг), пов'язані з вивченням геологічних процесів.

Інженерно-геологічні (геотехнічні) дослідження проводяться за програмою і за проектом робіт, складеними відповідно до технічного завдання на проведення досліджень. Програму і проект робіт складають керівник та головні виконавці. Безпосередньому складанню програм і проектів передують збір і вивчення літературних, фондових і архівних матеріалів за районом робіт і, відповідно до завдання, визначають строки, черговість, склад, обсяги і методику робіт, а також площу, яку належить вивчити, вказують масштаб проведення зйомочних робіт, наводять коротку характеристику геологічної будови, а також основні результати

дешифрування наявних аерофотоматеріалів. У проекті визначають також склад й обсяги необхідних гірничо-бурових, геофізичних, геохімічних та інших видів робіт, а також викладають методику їх проведення.

Проект повинен бути коротким, чітким, ясным і містити необхідні відомості для складання кошторисних розрахунків. Обов'язковою частиною проекту є кошторис, який складають на увесь обсяг робіт за «Довідником укрупнених норм для проектування геологорозвідувальних робіт».

Для проведення інженерно-геологічних робіт організують загін, партію або експедицію, залежно від розмірів території і обсягу досліджень. Основною виробничою одиницею, яка виконує інженерно-геологічні роботи, є інженерно-геологічна партія. Багаторічні роботи з вивчення інженерно-геологічних процесів (зсувів, карсту, суфозії та ін.) проводяться на постійних або тимчасових дослідних станціях. Для складання зведених регіональних інженерно-геологічних карт і нарисів організуються тематичні партії. Інженерно-геологічні партії та станції можуть бути об'єднані в експедиції.

Під час визначення необхідної кількості інженерно-геологічних партій для виконання того чи іншого обсягу розвідувальних інженерно-геологічних робіт слід враховувати: розмір території, на якій проводяться роботи; фактори, які визначають умови пересування по території робіт: рельєф; лісистість; наявність і стан доріг.

У складі інженерно-геологічних партій і станцій, які проводять декілька видів робіт, можуть бути організовані спеціалізовані загони. Під час експедиції зазвичай організують лабораторії для вивчення фізико-механічних та хімічних властивостей порід і складу підземних вод, а також ремонтно-механічні і матеріально-транспортні бази. До складу інженерно-геологічних експедицій можуть входити також спеціальні партії: геологічна, гідрогеологічна, геоморфологічна, геофізична, геохімічна, геоботанічна та ін.

Під час складання проекту робіт за результатами інженерно-геологічних досліджень для конкретних об'єктів необхідно вивчати наявний досвід проектування і будівництва. Основними задачами цього етапу є:

- з'ясування поширення, характеру, умов виникнення і припинення різних інженерно-геологічних процесів;

- прогноз інженерно-геологічних та геотехнічних процесів і явищ.

Для вирішення цих задач збирають відомості, що характеризують:

- 1) типи, матеріали, граничні глибини закладання фундаментів та інших підземних частин будівель і споруд різного призначення;

- 2) проектні та фактичні напруги у підшві будівель і забудов;

- 3) способи і методику проведення робіт під час будівництва та експлуатації підземних частин будівель і споруд, а також споруд, які зводяться із ґрунту (дамби, вали, греблі і т. ін.);

- 4) характер та розміри деформацій будівель та споруд, інженерно-геологічних комунікацій і земної поверхні в процесі будівництва та експлуатації (просідання, тріщини, псування гідроізоляції, засмічення дренажів, витрати води із водопровідної та водостічної мереж, а також із штучних водоймищ);

5) поведінку окремих комплексів порід під час розкриття їх будівельними виробками у різних умовах обводнення в різні сезони року;

6) стабільність профілів і типи укріплень ґрунтових ухилів (короткочасних і довгострокових) за різних режимів вологості та навантаження;

7) випадки агресивної дії підземних та поверхневих вод на бетонні споруди, а також випадки корозії підземних частин металевих конструкцій;

8) ускладнення під час будівництва та господарського використання території, що обумовлені інженерно-геологічними умовами або розходженнями між їх проектною оцінкою і фактичними даними.

Збір цих відомостей проводиться у різних геологічних та будівельних організаціях. Найбільш цікаві прояви інженерно-геологічних і геодинамічних процесів та явищ необхідно вивчати на місці, застосовуючи заміри, зарисовки і фотографування. При цьому бажано встановити причини їх виникнення та запропонувати методи локалізації та ліквідації. Для кожного зазначеного явища необхідно:

а) позначити місце його виникнення з нанесенням на план чи карту (масштаб яких визначається задачею досліджень);

б) встановити їхній зв'язок із тим чи іншим комплексом порід;

в) вказати час виникнення та припинення інженерно-геологічних процесів і явищ;

г) навести джерела одержаної інформації.

За наявності на тій чи іншій ділянці декількох однорідних інженерно-геологічних явищ останні, залежно від конкретної задачі досліджень, можна описувати по групах, не виокремлюючи кожне з них, але позначаючи кількість і густоту проявів явищ кожного типу. Усі дослідні дані повинні заноситися до спеціального журналу.

5.3. БУРОВІ РОБОТИ ПІД ЧАС ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ І ГЕОТЕХНІЧНИХ ВИШУКУВАНЬ

Задачею інженерно-геологічних та геотехнічних вишукувань є вивчення геологічної будови і властивостей гірських порід. Вони здійснюються шляхом буріння свердловин, проходки гірських виробок, проведення геофізичних та деяких інших досліджень.

Проходка гірських виробок має переваги перед бурінням, забезпечуючи більшу детальність вивчення порід. Однак вона набагато дорожча за буріння. Геофізична розвідка є достатньо продуктивною, але вона потребує певного обсягу бурових робіт, матеріали яких використовуються для інтерпретації геофізичних даних.

Для вирішення інженерно-геологічних та геотехнічних задач застосовуються такі способи буріння: ударно-канатний, ударно-обертальний, колонковий, вібраційний і шнековий. У деяких випадках використовується також роторний спосіб.

Застосування того чи іншого способу буріння визначається наступними основними умовами:

1. Ударно-канатне буріння, яке зараз використовується дуже рідко, рекомендується застосовувати для розвідки різних пухких порід, скельних і напівскельних, а також у тих випадках, коли не потрібно вивчати структуру та механічні властивості порід.

2. Ударно-обертальне буріння, що також застосовується лише в окремих випадках, можна застосовувати, як і ударно-канатне, лише у пухких породах.

3. Колонкове буріння широко використовують у скельних, напівскельних породах, а також у щільних зв'язних та в пухких породах за умови використання глинистої промивки.

4. Вібраційний метод буріння може бути ефективним для проходки пухких порід, які не містять значних домішок великоуламкового матеріалу. Застосування його зазвичай обмежене вивченням фізико-механічних характеристик порід у природному стані.

5. Шнекове буріння є також досить продуктивним, але воно не забезпечує точної характеристики розрізу. Його слід застосовувати у випадках, коли необхідно розкрити забій на більш або менш значну глибину без докладного вивчення порід.

6. Роторне буріння загалом має ті самі переваги і недоліки, що і шнекове, але з економічних міркувань воно застосовується лише за великих діаметрів свердловин (більше 250 мм) і їх значних глибин (більш ніж 100 м).

Ударно-канатне, вібраційне, шнекове та ударно-обертальне буріння за необхідності вивчення механічних властивостей порід у природному стані слід супроводжувати відбором *монолітів* порід за допомогою ґрунтоносів.

Початкові діаметри буріння визначаються заданою величиною кінцевого діаметра свердловини, а також кількістю змін діаметра інструмента за її глибиною. За необхідності відбору монолітів кінцевий діаметр свердловини повинен бути не менше 115 мм, а без їх відбору – 75 мм. Під час буріння в породах, які не забезпечують стабільності стінок свердловини, останні закріплюють обсадними трубами, що гарантує чітке розчленування пройденої товщі за складом і станом порід.

У разі буріння з обсадкою в породах, що містять великоуламковий матеріал, кінцевий діаметр свердловини, залежно від величини уламків, повинен бути не меншим за 115–155 мм. Під час буріння свердловин, призначених для проведення дослідних робіт, може виникнути потреба в кінцевому діаметрі до 300 мм і більше. В окремих випадках для візуального вивчення пройденої товщі свердловини проходять діаметром 1000–1350 мм.

Початкові діаметри труб, залежно від глибини буріння, можуть бути такими: до 20–25 м – діаметр 111–131 мм, а глибшому – 151 мм, інколи – до 189 мм.

Під час ударно-канатного буріння руйнування породи на забої проводиться ударами наконечника, підвішеного на канаті. В якості

наконечника у пухких породах застосовують буровий стакан, у щільних – желонку, а у скельних та напівскельних породах – долото. Наконечник повинен бути важким за рахунок ударної штанги.

Очистку забою свердловини від шламу проводять желонкою. Зразки порід під час ударно-канатного буріння відбирають з бурового стакана або з желонки. В останньому випадку структурні властивості порід можуть бути повністю порушеними.

Процес ударно-обертального буріння складається з: руйнування породи на забої шляхом ударів бурового наконечника з одночасним його обертанням; видалення продуктів руйнування із свердловини та подальшого просування бурового інструменту; забезпечення стабільності стінок пройдені ділянки свердловини.

Під час обертального буріння у щільних породах за наконечник використовують ложку (переважно у породах напівтвердої й більш-менш тугопластичної консистенції) або змійовик (переважно у породах м'якопластичної і частково тугопластичної консистенції), які несуть вертикальне навантаження ваги колони штанг.

Під час колонкового буріння руйнування породи на забої проводять прорізанням кільцевого каналу за допомогою обертання коронки колонкової труби. При цьому у центральній частині забою утворюється непорушений стовпчик породи – *керна*, який відривають від масиву і підіймають із інструментом на поверхню для вивчення.

Промивання свердловини глинистим розчином забезпечує як підтримку стабільності стінок свердловини, так і видалення шламу зі свердловини. Буровий розчин повинен відповідати наступним вимогам:

- утворювати тонку (0,5–1,0 мм) щільну корку на стінках свердловини для запобігання поглинання промивної рідини;
- забезпечувати належну вагу стовпчика рідини у свердловині для підтримки в ній рівноваги за допомогою гідростатичного тиску;
- забезпечувати мінімальний вміст вільної води в суспензії задля запобігання набухання глин у стінках свердловини;
- мати належну в'язкість і суспензійний характер для забезпечення повного виносу шламу і недопущення осадження останнього (зашламування) у разі припинення циркуляції рідини;
- забезпечувати одержання якісних зразків перебурих порід.

Зазначені вимоги можна задовольнити в тих випадках, коли глина, що використовується для приготування промивного розчину, має високу дисперсність (як, наприклад, бентонітові глини), тиксотропність (здатність деяких гелів переходити у золі і твердіти) і не містить значної кількості мінеральних фракцій, більших ніж 0,005 мм. Контроль за якістю глинистого розчину і за його властивостями під час буріння встановлюється лабораторними методами. При цьому визначаються такі його параметри: в'язкість, щільність, водовіддача, вміст фракцій, більших за 0,005 мм, добовий відстій, товщина глинистої корки, опір зсуву, стабільність суспензії, вміст газів, температура, кислотно-лужні показники (рН).

Замість промивки забою застосовується також продування його стиснутим повітрям. Продування має наступні переваги перед промивкою:

- виключаються додаткове зволоження, розмивання керну і забою;
- суттєво зменшуються ускладнення, що виникають у разі раптової втрати промивної рідини або переривання її циркуляції (зашламування тощо);
- не потрібна доставка води до свердловин;
- виключається можливість забруднення і зволоження шламу, а також змішування різновидів шламу, винесеного з різних горизонтів.

Продування забою найбільш доцільно проводити у свердловинах, які не містять воду в рідкому стані. Воно особливо ефективно у багаторічних мерзлих, сильно кавернозних, тріщинуватих або легко розмивних породах; у засушливих і безводних районах; за необхідності точної фіксації положення водоносних горизонтів.

Під час продування можна застосовувати бурові станки і колонкові труби будь-якої конструкції, обладнані контрольно-вимірною апаратурою, індикатором ваги та манометрами. Бурові штанги беруть якомога більшого діаметра (30–63,5 мм) з муфто-замковими з'єднаннями. Штанги діаметром 42 мм застосовуються у виняткових випадках і лише під час буріння на глибину не більше 100 м. Застосовувати штанги з ніпельними з'єднаннями не рекомендується. За глибини буріння до 300 м в трубах діаметром 91–112 мм тиск повітря не повинен перевищувати 6–7 кгс/см².

Вібраційне буріння ґрунтується на принципі передачі буровому інструменту спрямованих коливань, які створює віброзанурювач. Частота коливань існуючих віброзанурювачів коливається від 1200 до 2000 за хвилину, а амплітуда коливань – від 1,5 до 10 мм. Віброзанурювачі застосовуються у двох модифікаціях: із жорстким кріпленням до бурильних труб і з вільним обпиранням на спеціальну плиту – ковадло, в останньому випадку віброзанурювач називають вібромолотом.

За шнекового способу буріння руйнування породи на забої здійснюється обертовим долотом, а зруйнована порода транспортується із забою на денну поверхню шнеком, що представляє собою єдиний гвинтовий транспортер. Геологічна документація під час шнекового буріння ускладнюється через часткове перемішуванням зруйнованої породи в процесі її транспортування шнеками. Проби можна відбирати як під час безперервного, так і під час періодичного поглиблення свердловини. Під час безперервного заглиблення процес буріння і видача вибуреної породи поєднуються.

Під час періодичного поглиблення свердловини буріння проводять з інтервалами, а після кожного інтервалу процес поглиблення припиняють і усю вибурену породу видають обертовими шнеками на денну поверхню. Прив'язку відібраних зразків порід фіксують за глибиною пройденого інтервалу.

Проходку бурових розвідувальних виробок супроводжують ретельним оглядом, випробуванням й описанням піднятих зразків порід.

Під час проходки розвідувальних виробок необхідно проводити систематичні спостереження за часом появи води і за відмітками її рівнів, а під час буріння з промивкою – також за зміною витрати промивної рідини. За наявності газопроявів слід ретельно задокументувати їх глибину та характер.

5.4. ВИПРОБУВАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД ПІД ЧАС ПРОВЕДЕННЯ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ ТА ГЕОТЕХНІЧНИХ РОБІТ

Інженерно-геологічне та геотехнічне випробування гірських порід – це комплекс послідовних операцій із визначення складу, стану та властивостей порід.

Випробування проводять як під час інженерно-геологічних пошуків, так і під час розвідки місць, обраних для будівництва споруд, у декілька етапів (табл. 5.1).

Таблиця 5.1

Етапи випробування

Етап	Мета роботи	Зміст роботи
Рекогносцирувальні роботи	Встановлення оптимального розташування точок випробування (точок відбору зразків або проведення польових випробувань) та їх кількості	Проведення вимірів показників властивостей порід швидкісними методами (геофізичними та ін.), розрахунки параметрів випробування
Детальні роботи	Визначення властивостей порід в умовах природного залягання або в лабораторних умовах	Відбір зразків порід, консервація, транспортування та лабораторні випробування проб; випробування порід у польових умовах
Обробка даних	Обчислення узагальнених показників та їх оцінок, вибір розрахункових показників, розробка математичних моделей	Накопичення інформації щодо складу та властивостей порід, розрахунки (у тому числі одержання статистичних характеристик, програмування)

У результаті здійснення операцій етапу рекогносцирувальних робіт повинні бути отримані дані для визначення орієнтації системи випробування та для розрахунку її параметрів включно з відстанями між точками опробування.

Під час інженерно-геологічних пошуків на ключових ділянках випробування визначають головні напрямки мінливості гірських порід, а на майданчиках проектного будівництва – напрямки, які відповідають екстремальним значенням градієнтів показників їх властивостей.

Параметри систем випробування визначають за формулою

$$\Delta\xi_1 = \frac{L_{\xi_1}}{\sqrt[n]{n \frac{D_{\xi_1}^2}{D_{\xi_2} D_{\xi_3}}}}, \quad \Delta\xi_2 = \frac{L_{\xi_2}}{\sqrt[n]{n \frac{D_{\xi_2}^2}{D_{\xi_1} D_{\xi_3}}}}, \quad \Delta\xi_3 = \frac{L_{\xi_3}}{\sqrt[n]{n \frac{D_{\xi_3}^2}{D_{\xi_1} D_{\xi_2}}}}, \quad (5.1)$$

де $\Delta\xi_1$ – крок опробування за лінією простягання порід; $\Delta\xi_2$ – крок опробування вхрест лінії простягання порід; $\Delta\xi_3$ – інтервал опробування за глибиною; L_{ξ_1}, L_{ξ_2} – розміри геологічного тіла (пласту, лінзи, у покладі) на головних напрямках зміни властивостей порід (під час інженерно-геологічних пошуків) або у напрямках, що відповідають екстремальним значенням градієнтів показників (під час розвідки площадок для будівництва); L_{ξ_3} – товщина тіла; n – необхідна кількість випробувань; $D_{\xi_1}, D_{\xi_2}, D_{\xi_3}$ – дисперсії показників властивостей у характерних напрямках мінливості (відповідно – ξ_1, ξ_2 и ξ_3).

Кількість проб (n) встановлюють методом довірчих границь за таблицями і номограмами великих чисел або аналітично за формулою

$$n = \frac{t_\alpha^2 \sigma^2}{\Delta^2}, \quad (5.2)$$

де a^2 – дисперсія показника; t_α – показник, який визначається за таблицею залежно від прийнятої вірогідності (a); Δ – величина різниці граничної вибіркової середньої від генеральної (фонові).

Для встановлення кількості проб у процесі опробування користуються також послідовним аналізом, методом оптимальної вибірки тощо. В процесі застосування методу оптимальної вибірки кількість проб визначають за формулою

$$n = \frac{\max |\Delta R_n|}{E}, \quad (5.3)$$

де $\max |\Delta R_n|$ – найбільше за абсолютним значенням відхилення часткового значення показника від вибіркового середнього; E – задана різниця між математичним очікуванням та оцінкою середнього значення (абсолютна точність, з якою одержують оцінку середнього значення показника властивостей за n визначеннями).

Для одержання узагальнених показників складу та властивостей глинистих порід рекомендується проводити 10–15 випробувань, а для параметрів міцності – 20–25 дослідів (за довірчої вірогідності 0,75–0,99).

Після розрахунку параметрів системи випробування проводять детальні роботи на геологічних відслоненнях та у виробках. При цьому слід керуватися наведеними нижче правилами:

1. Випробування слід вести по пластах.
2. Випробування необхідно проводити по кожному пласту (лінзі) порід потужністю не менше 50 мм.

3. Під час випробування необхідно максимально враховувати геологічні дані: генезис, геологічну будову, структурно-текстурні особливості порід тощо.

4. Вимоги до надійності даних випробування підвищуються по тих пластах, які найбільше впливають на несучу здатність та стійкість підшви будівель.

Відбір зразків порід порушеного стану і монолітів. Під час відбору зразків гірських порід для вирішення інженерно-геологічних задач рекомендується застосовувати три способи відбору: точковий, борозневий і валовий.

Основним способом відбору проб є *точковий* спосіб. *Борозневий* і *валовий* способи застосовуються для відбору зразків із порушенням фізичного стану породи. Вони використовуються для визначення гранулометричного та мінералогічного складу порід та величин їх засоленості. Це дає можливість після обробки проби одержати зразки із середніми значеннями показників, застосування яких дозволяє значно скоротити як кількість зразків порід, так і обсяги лабораторних досліджень.

Борозневий спосіб (вирізання борозни спеціальним ножем) можна застосовувати для одержання середнього значення об'ємної маси породи з природною вологістю, яка обчислюється за формулою

$$\delta = \frac{P}{L\omega}, \quad (5.4)$$

де P – маса породи, що вилучена із борозни, г; L – довжина борозни, см; ω – площа поперечного перетину борозни, см².

В процесі *точкового* випробування зразки з непорушеною структурою відбирають із шурфів та свердловин шляхом вирізання вдавллюванням, забивкою або вибурюванням. Це потребує застосування ґрунтоносів, у тому числі і ґрунтоносів для відбору порід із шурфів (наприклад, таких, як ґрунтоноси в комплексі лабораторії ЛГП-1).

Для визначення показників властивостей порід необхідно відібрати як зразки з порушеною структурою, так і зразки, що зберегли природну структуру (моноліти) у необхідній кількості – за масою та об'ємом (табл. 5.2).

Об'єм і маса інженерно-геологічних проб

Показники стану і фізико-механічних властивостей порід	Склад і стан порід	Кількість (маса або об'єм) породи
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>
Фізичні властивості		
Гранулометричний склад	Глинисті породи порушеної структури, які не зберегли природної вологості, у повітряно-сухому стані	10–20 г, одержаних квартуванням із об'єму 250 см ³
	Супіщані породи, які не зберегли природної вологості і структури	10–20 г, одержаних квартуванням із об'єму 250 см ³
	Піски у повітряно-сухому стані	100 г, одержаних квартуванням із об'єму 1000 см ³
Щільність	Піщано-глинисті породи порушеної структури у повітряно-сухому стані	20–30 г, одержаних квартуванням із об'єму 200–300 см ³
Об'ємна маса	Піски у повітряно-сухому стані	250–300 см ³
	Глинисті породи непорушеної структури з природною вологістю	Шматочок породи об'ємом до 150 см ³ для методу парафінування або моноліт 101010 см для методу ріжучих кілець
Природна вологість	Глинисто-піщані породи порушеної структури з природною вологістю	20–30 г
Гігроскопічна вологість	Піщано-глинисті породи у повітряно-сухому стані	10–20 г
Максимальна молекулярна вологоємність	Піщано-глинисті породи порушеної структури	50 г, одержаних квартуванням із 500 см ³
Повна вологоємність	Піски	200–300 г
Межа розкачування	Глинисті породи, супіски порушеної структури у повітряно-сухому стані	20–30 г
Межа текучості	Глинисті породи, супіски порушеної структури у повітряно-сухому стані	60–100 г

<i>Продовження таблиці 5.2</i>		
1	2	3
Набухання	Глинисті породи непорушеної структури з природною вологістю	Моноліт 101010 см
Розмокання	Глинисті породи непорушеної структури з природною вологістю	Моноліт 5510 см
Усадка	Глинисті породи порушеної і непорушеної структури з природною вологістю або у повітряно-сухому стані	Моноліт 101010 см і 150–200 см ³ ґрунту порушеного складу, одержаного квартуванням
Коефіцієнт фільтрації	Піски й супіски	300 см ³
	Глинисті породи непорушеної структури з природною вологістю	Моноліт 101010 см
Липкість	Глинисті породи порушеної структури	50–100 г
<i>Механічні властивості</i>		
Стисливість	Глинисті породи непорушеної структури з природною вологістю	Моноліт 252525 см
Опір зсуву	Глинисті породи непорушеної структури з природною вологістю	Моноліт* 202020 см
Кут природного ухилу піску	Піски з природною вологістю у повітряно-сухому стані	1200–1500 см ³

* – Моноліту розміром 101010 см достатньо лише для одного випробування (на зсувному приладі або в стабілометрі).

Під час вдавлювання, забивання та вибурювання спостерігається порушення природної структури зразка біля його поверхні (табл. 5.3). У зв'язку з цим мінімальний діаметр моноліту повинен перевищувати внутрішній діаметр кільця лабораторного приладу хоча б на подвійну товщину зони порушеної структури.

Таблиця 5.3

Оптимальні розміри зразків гірських порід непорушеної структури, які відбирають із бурових свердловин

Породи	Висота зразка, мм	Мінімальний діаметр зразка, мм	Середня товщина порушеної зони зразка з порушеною будовою, мм
Скельні	700–1500	80	2
Глинисті:			
тверді, напівтверді	700	90	9
тугопластичні, м'якопластичні	400–700	100	10
текучепластинні, текучі	300–500	80	3
Піщані:			
щільні	500	90	7
пухкі	500	90	5
водонасичені	700	90	3

Порядок розкриття моноліту та відбір гірської породи для аналізів

Існує наступний порядок відбору породи для аналізів:

1. Моноліт розкривають у верхній частині (де знаходиться етикетка). Для цього використовується марля, просочена парафіном, і вивільняються бокові грані.

2. Ножем зрізається верхній шар парафінованої породи (близько 1 см).

3. Породу для аналізів відбирають із моноліту відразу після його розкриття.

4. Після відбору породи для аналізів моноліт парафінується з метою подальшого його дослідження. Для цього:

а) вирівнюються верхня і частково бокова грані в місцях відбору проби;

б) на породу накладається етикетка, загорнута у кальку;

в) моноліт загортається марлею, просоченою парафіном; при цьому використовується та марля, якою породу ізолювали спочатку, під час відбору зразка;

г) на верхню грань моноліту, загорнуту у марлю, прикріплюється етикетка, на якій вказуються дані про породу і дата розкриття моноліту.

5. Під час розкриття моноліту вищезгадані операції повторюються у зворотному порядку.

6. Зразки порід порушеної структури з природною вологістю, які зберігаються у герметично закритих банках, розкриваються та використовуються лише один раз.

Умови і строки зберігання зразків. У приміщеннях, у яких зберігаються моноліти, необхідно підтримувати температуру повітря не нижче 0 і не вище 20⁰С, а абсолютну вологість не менше 80 %. Зразки порід порушеної структури, які втратили природну вологість, зберігаються в приміщеннях за плюсової температури. Терміни, протягом яких зберігаються природна вологість і структура глинистих порід у вказаних умовах, наведено в табл. 5.4.

Таблиця 5.4

Терміни зберігання монолітів

Стан породи	Строки зберігання монолітів, місяці
Породи в текучому й пластичному стані ($W_n > W_p$)	1,5
Породи в напівтвердому стані ($W_n \leq W_p$)	6

Примітка: W_n – природна вологість (у %); W_p – вологість межі розкочування (у %).

5.5. СПЕЦІАЛЬНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Спеціальні методи дослідження використовуються для вирішення різних задач інженерної геології. Найпоширенішими є геофізичні методи та дослідження фізичних і хімічних властивостей порід та підземних вод.

5.5.1. Геофізичні методи дослідження

Серед геофізичних методів дослідження виділяють шість основних геофізичних методів: електрометрію, сейсмометрію, ядерні методи, термометрію, магнітометрію та гравіметрію. На практиці під час інженерно-геологічних вишукувань головну роль відіграють електрометрія (електророзвідка) і сейсмометрія (сейсмозвідка).

Геологічні методи застосовуються під час проведення спостережень як на земній поверхні, так і у бурових свердловинах. Дослідження геофізичними методами можна проводити у різноманітних гірських виробках, а також у лабораторних умовах на зразках гірських порід і в пробах підземних вод.

Інженерно-геофізичні дослідження проводяться, головним чином, за допомогою стандартної апаратури, яка серійно випускається промисловістю.

Апаратура. *Електророзвідувальна апаратура.* Зараз під час інженерно-геологічних досліджень найширшого застосування набули методи електророзвідки постійним та низькочастотним змінним струмом, значно менше використовується високочастотна електророзвідка.

Найпоширенішим електророзвідувальним приладом є електронний стрілочний компенсатор ЕСК-1. Він призначений для вимірювання різниці потенціалів між приймальними електродами і силою струму живлячої лінії. ЕСК-1 сконструйований за автокомпенсаційною схемою.

Для вивчення порід на невеликих глибинах, з якими доводиться мати справу в інженерній геології, використовуються також електророзвідувальний потенціометр ЕП-1, апаратура низької частоти АНЧ-1 та вимірювач удаваних опорів ВУО-50.

Для лабораторних вимірювань застосовуються як згадані вище електророзвідувальні вимірювальні прилади, так і різна електрорадіотехнічна апаратура.

Сейсмічна, акустична та ультразвукова апаратура. Польові сейсмічні спостереження проводяться за допомогою сейсмічних станцій – комплексів спеціальної апаратури, призначеної для запису пружних коливань, штучно створених за допомогою удару чи вибуху.

Існують одно-, дво- та багатоканальні станції. Причому під сейсмічним каналом розуміється сукупність сейсмоприймача, підсилювача та гальванометра. До комплексу багатоканальної сейсмостанції входять:

– сейсмостанція, у складі якої є блоки підсилювачів, панель управління та реєструючий пристрій (осцилограф у станціях із прямим записом і магнітний регістратор у станціях із магнітним записом);

- сейсмоприймачі, які сприймають пружні коливання і перетворюють їх в електричні імпульси;
- джерела живлення;
- допоміжне обладнання (дроти з'єднання, котушки, телефони, вибухові машинки та інструмент).

За своїми параметрами для інженерно-геологічної сейсмозв'язки найбільш підходить 24-канальна станція СС-24П (ПСЛ-2), змонтована на автомашині. Ця станція є єдиною з багатьох станцій, яку можна переносити й вручну, оскільки вона виготовлена у вигляді окремих блоків вагою до 30 кг кожний.

Одно- і двоканальні сейсмічні станції відрізняються від багатоканальних своєю портативністю (вага усього комплексу не перевищує 20–30 кг) і простотою організації робіт у польових умовах. Випускається одноканальна установка під маркою ОСУ-1. Інформація, яку одержують за допомогою цих станцій, дещо поступається за своєю якістю тій, яка може бути одержана за допомогою багатоканальних станцій, проте такі установки з успіхом використовуються для детального розчленування донних відкладів під час проведення пошуків на морських і прісноводних акваторіях під час будівництва портів, молів, мостів та ін. Станція розрахована на роботу методом відбитих хвиль за одноканальним варіантом. Реєстрація пружних імпульсів відбувається автоматично за безперервного пересування судна.

Ультразвукова апаратура призначена для вимірювання швидкостей розповсюдження пружних коливань у зразках гірських порід на частотах до десятків кГц. Вимірювання здійснюються за допомогою сейсмоскопів (ША-59), які можна використовувати як у лабораторних, так і в польових умовах. До комплексу ША-59 входять: сейсмоскоп, п'єзоелектричний датчик та приймач пружних коливань, а також приставка для фотографування хвильового процесу з екрану електронно-променевої трубки. Визначення швидкостей зводиться до вимірювання часу проходження пружних імпульсів у точку з відомою відстанню від випромінювача.

Каротажна апаратура. Під час геофізичних досліджень свердловин, пробурених для вирішення інженерно-геологічних задач, можуть застосовуватися як переносні прилади, які використовуються під час наземної геофізичної розвідки, так і спеціальні каротажні станції, що застосовуються під час обстеження гірських порід у свердловинах.

Для електричного, ядерного та термічного каротажу у свердловинах глибиною до 250 м застосовується серійна автоматична каротажна станція АКС-250, змонтована на шасі легкового автомобіля-позашляховика.

У неглибоких бурових свердловинах інколи вимірювання проводиться в окремих точках за допомогою звичайних електророзвідувальних приладів ЕСК-1, ЕП-1 та ін.

Апаратура діелектричного каротажу (ДК-1) складається із свердловинного приладу та пульта управління. У свердловинному приладі знаходиться спеціальний конденсатор, який є частиною коливального контуру генератора. За зміни діелектричних властивостей оточуючих порід

змінюються ємність конденсатора (і, відповідно, частота генерації) та амплітуда коливань генератора. За таким же принципом, як і ДК-1, побудовано інші прилади для визначення природної вологості та пористості пухких ґрунтів. Датчиком поля слугує конденсатор-зонд спеціальної конструкції, занурений у свердловину (шурф) або безпосередньо заглиблений у ґрунт.

Під час термічних досліджень у свердловинах вимірюються зміни температури геологічного середовища. При цьому найчастіше застосовують електричні термометри різних марок (ЕТС-2, ЕТМІ, ЕТО та ін.) з термочутливими та нечутливими до температури елементами. За зміни температури з'являється різниця між електричним опором термочутливих та нечутливих елементів і виникає різниця потенціалів. Для одержання термограм застосовуються як точкові заміри температури (особливо в шпурах), так і безперервна її реєстрація за допомогою будь-якої каротажної станції.

За способом збудження пружних коливань на їхніх переважних частотах розрізняють сейсмічний, акустичний та ультразвуковий каротаж.

Сейсмічний каротаж виконується звичайною польовою апаратурою. Пружні коливання сейсмічного діапазону частот збуджуються вибухами поблизу устя або забою свердловини. Під час *акустичного* каротажу збудження пружних хвиль здійснюється за допомогою високовольтних розрядів у заповнених водою свердловинах. Частоти коливань генерації вимірюються одиницями кГц. Для прийому хвиль застосовуються групи сейсмоприймачів або одиночний сейсмоприймач, який послідовно переміщується по стволу свердловини. Для проведення ультразвукового каротажу використовується установка ПА-59, комплекс якої доповнюється свердловинним зондом, або каротажна установка УЗК-2 (чи подібні прилади).

5.5.2. Дослідження фізичних та хімічних властивостей гірських порід і підземних вод

Під час інженерно-геологічних пошуків визначають параметри міцності, пористості, тріщинуватості, водонасиченості та інших фізико-механічних і водно-колекторських характеристик гірських порід. Теоретичні та експериментальні дослідження дозволяють встановлювати зв'язок між цими параметрами і фізичними властивостями порід, визначеними під час геофізичних досліджень.

Статистичні методи визначення модуля пружності в масиві, що ґрунтуються на безпосередньому вимірюванні величини деформації під дією штучно створених навантажень, дуже громіздкі і дозволяють одержати значення модуля лише в окремих точках. Сейсмозвідка дає можливість визначити швидкість поздовжніх і поперечних хвиль, а знаючи щільність

порід, розраховувати значення динамічного модуля пружності та коефіцієнта Пуассона. На підставі теорії пружності виводяться наступні формули:

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}; E = \frac{V_s^2 \delta (3V_p^2 - 4V_s^2)}{V_p^2 - V_s^2}; E = \frac{V_p^2 \delta (1 + \sigma) \cdot (1 - 2\delta)}{1 - \sigma}, \quad (5.5)$$

де V_p і V_s – швидкість розповсюдження, відповідно, поздовжніх та поперечних хвиль у гірських породах; σ – щільність гірських порід; δ – коефіцієнт Пуассона; E – модуль Юнга.

Щільність літологічно однорідних, особливо – скельних, порід змінюється у відносно невеликих межах, тому її можна визначити або на зразках, або у свердловинах і поширити одержані значення на увесь масив, який належить обстежити. Поздовжню швидкість розповсюдження пружних коливань визначають звичайними прийомами сейсмозв'язки. Збільшення інтенсивності поперечних хвиль під час випромінювання з невеликих глибин можна досягти, збуджуючи пружні коливання ударами у горизонтальній площині або спрямуванням іншої енергії (вибуху) по горизонталі. Для того щоб сейсмоприймачі краще вловлювали ці хвилі, прилади укладають горизонтально у невеликих ямах.

З використанням одержаних величин модулів автоматично вираховуються усі неоднорідності складу порід, їх зрушеність, характер зволоження та ін. За значеннями швидкостей розповсюдження поздовжніх і поперечних хвиль розраховують динамічні пружні константи порід, які зазвичай бувають більшими за константи, одержані статистичним шляхом за даними пробних навантажень. Питання про перехід від динамічних пружних модулів до статистичних вивчено недостатньо повно.

Для скельних порід за малої мінералізації підземних вод спостерігається майже прямо пропорційна залежність між їх питомими електричними опорами та модулем Юнга.

Пористість, вологість та щільність. На противагу інженерно-геологічним геофізичні методи дозволяють визначати пористість, вологість та щільність досить великого об'єму порід, що знижує можливість одержання випадкових результатів. Під час режимних спостережень завжди вивчається один і той же об'єм порід за мінімального порушення їх природної структури.

Ємнісний метод вивчення вологості та пористості гірських порід ґрунтується на чітко вираженій залежності їх діелектричної проникності від кількості води, що знаходиться в породах. Діелектричну проникність визначають за ємністю конденсатора, між пластинами якого поміщають породу, що вивчається. Для спостереження у природних умовах запропоновано спеціальні конденсатори, змонтовані у вигляді зондів. Найчастіше для розміщення зондів-конденсаторів бурять невеликі свердловини або шпури.

В умовах повного водонасичення гірських порід за значеннями питомого електричного опору порід та підземних вод, які їх насичують, можна визначити їх пористість. При цьому користуються залежністю

$$\rho_n = F \times \rho_B, \quad (5.6)$$

де ρ_n – опір породи; ρ_B – опір води; F – параметр пористості, або відносний опір.

Для різних типів гірських порід залежність F від пористості найбільш достовірно встановлюється за мінералізації вод насичення, що перевищує 3 г/дм³. У випадку, коли пористість породи перевищує 30 %, можна скористатися каротажними залежностями і за значно нижчого ступеня мінералізації. За меншої пористості і незначної мінералізації підземних вод для кожного району та для кожного типу порід у лабораторних умовах слід

$$\frac{\rho_n}{\rho_B} = F$$

встановити характер залежності співвідношення $\frac{\rho_n}{\rho_B}$ від пористості. У подальшому на підставі польових спостережень визначається величина пористості.

Для характеристики пористості, окрім електричних параметрів, використовують також швидкості поширення пружних коливань, одержані під час акустичного каротажу бурових свердловин.

Тріщинуватість. Під час вивчення тріщинуватості, тобто розривів суцільності порід без помітного зміщення пластів, застосовуються геоелектричні методи та сейсмозв'язка, значно рідше – мікромагнітна зйомка, термометрія, радіометрія.

Наявність тріщин різко змінює фізичні властивості масиву гірської породи. Під час спостережень необхідно враховувати: 1) загальний об'єм тріщин відносно до об'єму гірських порід, які вивчаються; 2) розподіл і орієнтацію тріщин у геологічному просторі; 3) характер речовини, що заповнює тріщини. Найчастіше для вивчення тріщинуватості використовують геоелектричні методи.

Залежно від співвідношення кількості води або повітря, які перебувають у тріщинах, електричний опір, відповідно, або падає, або зростає. У дуже тріщинуватих породах це дає змогу визначити глибину залягання підземних вод, а також намітити рівень, на якому відкрита тріщинуватість зникає. Однак визначити глибину залягання підземних вод у тріщинуватих породах можна лише за умови, що ці породи безпосередньо виходять на поверхню або перекриті наносами незначної потужності.

Тріщинуватість гірських порід спричиняє їх електричну анізотропію, тобто неоднакову електропровідність у різних напрямках. Це дає можливість використання кругових зондувань для визначення панівного напрямку простягання тріщин та зміни їх інтенсивності на різній глибині.

Вивчення тріщинуватості з успіхом проводиться також методом сейсмозв'язки. Великі розходження в швидкостях поширення пружних коливань, а особливо хвильових картин у тріщинуватих зонах і в монолітних породах, у багатьох випадках забезпечують достовірність результатів. Найбільш характерну хвильову картину над тріщинуватими зонами можна одержати за допомогою високочастотної сейсмозв'язки. Метод акустичного каротажу, що має значну проникну здатність, застосовується під час

виділення тріщин у розрізах свердловин. На діаграмах швидкостей поширення пружних коливань тріщини фіксуються за глибокими мінімумами.

Під час вивчення тріщинуватості особливо цінні результати можна одержати у разі спільного використання геоелектричних і сейсмічних методів з обов'язковим залученням усіх даних геологічної зйомки, проходки гірських виробок та гідрогеологічного випробування свердловин.

5.6. КАМЕРАЛЬНА ОБРОБКА ПОЛЬОВИХ МАТЕРІАЛІВ

Первинна обробка польових досліджень і складання польового звіту має назву *камеральні роботи*. Їх виконують під час польових робіт, щоб забезпечити своєчасне внесення необхідних змін у проект досліджень, а також внести корективи у первинні результати досліджень.

Польовий звіт містить фактичні відомості про стан, строки й обсяги польових робіт, а також про ступінь виконання роботи в цілому і за окремими видами досліджень. Слід звернути увагу на висвітлення геологічних результатів та нових даних щодо інженерно-геологічних умов території вивчення. До польового звіту додаються польові карти та розрізи, а також план виконання камеральних робіт із зазначенням необхідних графічних матеріалів (карт, розрізів, схем та ін.).

У процесі остаточної камеральної обробки систематизують, перевіряють і узагальнюють всі матеріали, одержані в результаті польових та лабораторних робіт. При цьому детально проводяться візуальні та лабораторні дослідження зразків гірських порід, фауни, мікрофауни та палеоботанічного матеріалу, якщо такі відбиралися. Результати лабораторних досліджень кожного петрографічного типу гірських порід підлягають статистичній обробці з висновком у вигляді узагальнених характеристик.

Результати виконаних досліджень оформлюють у вигляді каталогів, журналів та розрізів-колонок. Карту фактичного матеріалу, що відбиває фактичний відбір зразків на площі досліджень, складають у польових умовах. На ній вказують: номери та лінії виконаних маршрутів; відслонення гірських порід; пункти спостережень; опірні виробки і т. ін. Нумерацію об'єктів на карті узгоджують із польовими журналами. Використані вихідні геологічні, геоморфологічні та гідрогеологічні карти доповнюють даними, одержаними в результаті виконаних досліджень. Зміст звітних матеріалів визначається умовами і цільовим призначенням інженерно-геологічних робіт та їх детальністю (масштабом зйомки).

До звіту додаються такі документи:

1. Оглядова карта території досліджень.
2. Зведений стратиграфічний розріз (колонка) дочетвертинної товщі, доповнений інженерно-геологічними характеристиками.
3. Схема побудови четвертинних відкладів.

4. Карти в масштабах проведених досліджень або генерального плану проекту:

- а) фактичного матеріалу;
- б) геологічна (дочетвертинних порід);
- в) четвертинних відкладень;
- г) геоморфологічна;
- ґ) інженерно-геологічна;
- д) інженерно-геологічного районування (за необхідності).

Залежно від навантаження ті або інші карти можуть бути об'єднані.

5. Інженерно-геологічні розрізи (профілі).

6. Геологічні розрізи (колонки) розвідувальних виробок і відслонень.

7. Інші графічні документи, необхідні для обґрунтування або пояснення положень та висновків звіту. За великих масштабів на основних картах повинен бути наведений план розташування запроектованих для будівництва споруд.

Контрольні запитання до розділу 5

1. Якими є головні задачі інженерно-геологічних та геотехнічних досліджень?
2. Які явища носять назву інженерно-геологічних?
3. На які стадії поділяється процес інженерно-геологічного проектування?
4. На які стадії поділяються інженерно-геологічні роботи?
5. Які головні задачі регіональних інженерно-геологічних досліджень?
6. З якою метою проводиться інженерно-геологічна зйомка?
7. Масштаб інженерно-геологічних зйомок та їхнє призначення.
8. Інженерно-геологічні карти та їх призначення.
9. Що є основою для складання інженерно-геологічних карт?
10. Що таке інженерно-геологічний комплекс порід?
11. Які види бурових робіт застосовуються під час інженерно-геологічних та геодинамічних вишукувань?
12. Особливості опробування під час інженерно-геологічних робіт.
13. Для чого і як відбираються моноліти порід?
14. Які геофізичні методи застосовуються під час інженерно-геологічних вишукувань?
15. Які види робіт входять до камеральної обробки польових матеріалів?

РОЗДІЛ 6 ОСНОВИ ДИНАМІКИ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Вода, що знаходиться у порожнинах гірських порід, пересувається в них за законами, які обумовлюються фізичним станом самої води, напірним градієнтом, властивостями самих порід і розмірами порожнин у них. Особливості руху води у гірських породах вивчає *динаміка підземних вод*.

6.1. ЗАКОНОМІРНОСТІ РУХУ ВОДИ У ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ

У кожній гідрогеологічній зоні рух підземних вод має свої особливості. Тому розглянемо їх послідовно у розрізі.

6.1.1. Рух води в зоні аерації і насичення

У повітряно-сухих породах зони *аерації*, тобто у товщі, розташованій між денною поверхнею і дзеркалом ґрунтових вод, знаходяться вільні (інфільтраційні), плівкові, капілярні (порові) води, гігроскопічна та порова волога.

Рух підземних вод у зоні аерації може відбуватись як пересування пари, як плівковий або капілярний рух, а також як вільна інфільтрація опадів та поверхневих вод.

Рух пароподібної і гігроскопічної вологи. У приповерхневих повітряно-сухих породах, що вміщують пароподібну і гігроскопічну воду, пара води може пересуватися як із повітрям, так і незалежно від нього – за рахунок різниці у її пружності в пластах породи. Пересування пари у цьому випадку буде відбуватися від шару з більшою її пружністю до шару з меншою пружністю. Якщо пара води знаходиться у стані насичення за максимальної пружності за певної температури, то вона пересувається від шару з більшою температурою до шару з меншою. Це пояснюється прямою залежністю між пружністю пари та температурою.

Гігроскопічна вода є нерухомою і може пересуватися від вологих порід до сухіших лише шляхом переходів у пароподібний стан.

Рух вологи у плівковому стані. У породах, що вміщують плівкову воду і в яких відсутня гравітаційна вода, рух плівкової води відбувається внаслідок вирівнювання товщини плівок: молекули води переходять із товщих плівок до тонших доти, доки товщини плівок не зрівняються.

За такого руху вода не утворює суцільного потоку, не передає гідростатичного тиску, а саме її переміщення відбувається дуже повільно. Закон пересування води з однієї плівки до іншої, за О. Лебедевим, може бути сформульований так: «Рівновага молекулярних сил, що утворюється поверхнею будь-якої форми з однієї або системи часток, встановлюється після того, як товщина шару молекулярної води вирівнюється по усій поверхні частки або системи часток». Рух води у плівковому стані

відбувається під дією молекулярних сил і не залежить від впливу сили тяжіння.

Розглянемо рух плівкової вологи на прикладі (рис. 6.1). Припустімо, що ми маємо дві тверді однакові за діаметрами частки породи, які торкаються одна одної. Частка з центром O_1 покрита плівкою вологи товщиною P_1 , а інша частка – тоншою плівкою товщиною P_2 . Розглянемо вплив часток породи на вологу, що знаходиться в точці C . Легко переконатись, що відстань $O_1C = R + P_1$ є більшою ніж $O_2C = R + P_2$, тобто частка з центром O_2 буде сильніше притягувати вологу в точці C , ніж частка породи з центром O_1 . В результаті певний об'єм вологи C перейде на плівку, яка обволікає частку породи з центром O_2 . Рух вологи буде відбуватись доти, доки товщина її плівок на обох частках породи не стане однаковою (рис. 6.1).

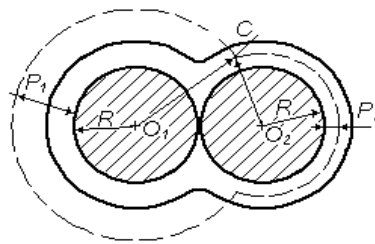


Рис. 6.1. Схема руху плівкової вологи

Капілярний рух має місце як у верхній частині зони аерації під час просмоктування та інфільтрації, так і над дзеркалом ґрунтових вод (у капілярній зоні). В першому випадку капілярний рух відбувається згори донизу (*капілярне всмоктування*), а в другому – знизу вгору (*капілярне підняття*).

У зоні капілярного насичення капілярна вода пересувається під дією поверхневих сил. Сили капілярного натягу можуть спричинити як капілярне підняття, так і капілярне всмоктування під час інфільтрації у суху породу. Висоту капілярного підняття може бути визначено за формулою Козені:

$$H_k = 0.446 \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_l}, \quad (6.1)$$

де H_k – висота капілярного підйому, см; n – пористість у частках одиниці; d_l – діючий (ефективний) розмір часток породи.

Швидкість капілярного руху води у ґрунті може бути визначена за формулою

$$v = \frac{K_\phi}{(1-n^2)} \cdot \frac{H_k - h}{h}, \quad (6.2)$$

де K_ϕ – коефіцієнт пропорційності (коефіцієнт фільтрації); h – висота капілярного підняття вологи на даний час.

Якщо інфільтрація капілярної води у суху погоду за наявності її над поверхнею надлишкового вільного шару води супроводжується дією напору, то її рух матиме ускладнений характер.

Такі закономірності руху капілярної води, як правило, можуть мати місце у тих випадках, коли її кількість є достатньою для того, щоб окремі меніски у капілярах торкалися один одного.

Рух води у вигляді просмоктування. Просмоктування води в породах може відбуватись у вигляді окремих крапель і у вигляді суцільної її маси. У першому випадку окремі краплі води рухаються самостійно (розрізнено). Спочатку відбувається змочування часток ґрунту, після чого під дією сили тяжіння надлишкова вода надходить у породи.

Рух вільної (гравітаційної) води описується загальними законами руху рідини. Відомо, що рух рідини у породах, насичених водою (у зоні насичення), відбувається у двох формах. В одних випадках пересування кожної порції рідини відбувається за рахунок безперервної деформації як її самої, так і середовища, у якому вона знаходиться.

При цьому частки рідини рухаються правильними, паралельними струмками, без перемішування (ламінарний або плівковий рух). В інших – окремі частки, відриваючись від основної маси рідини, починають рухатися за різноманітними траєкторіями, весь час зіштовхуючись між собою доти, доки не згублять свою енергію і не змішаються з основною масою рідини (турбулентний, або вихревий рух). Перехід від ламінарного до турбулентного руху і навпаки залежить, у першу чергу, від швидкості часток рідини, а отже, і від їх енергії. Швидкість руху рідини, за якої відбувається цей перехід, має назву *критичної швидкості*.

Іншим фактором, що впливає на тип руху рідини, є її в'язкість і щільність, поперечні розміри потоку і характер середовища, по якому здійснюється рух.

Щоб встановити закономірності руху рідини в породах, французький вчений Х. Дарсі в 1856 році поставив нескладний дослід. У циліндр, наповнений піском, наливали воду, постійно підтримуючи її рівень. Вода після фільтрації через пісок виливалась через кран у нижній частині циліндра зі встановленими в нього зігнутими трубками, так званими *п'єзометрами*. Вода в трубках знаходилася на різних рівнях (у верхньому п'єзометрі вище) у зв'язку з тим, що в процесі фільтрації через пори ґрунту вона зазнає опору і на це витрачається частина напору (рис. 6.2).

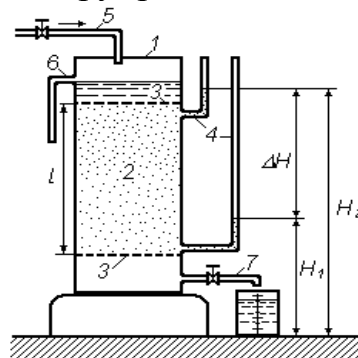


Рис. 6.2. Схема приладу Х. Дарсі: 1 – циліндр; 2 – пісок; 3 – сітка; 4 – п'єзометри; 5 – трубка для подачі води; 6 – трубка для підтримання постійного рівня; 7 – зливна трубка

В результаті проведених досліджень Х. Дарсі встановив, що кількість води, яка профільтрувалась через пісок за одиницю часу (витрата Q , м³/добу), є прямо пропорційною до різниці рівнів води в п'єзометричних трубках ($\Delta H = H_2 - H_1$, м), площі поперечного перерізу циліндра (F , м²), а також певного коефіцієнта пропорційності (K , м/добу) і обернено пропорційною до висоти шару піску (l , м). Виявилось, що коефіцієнт K залежить від фільтраційних властивостей піску і його стали називати *коефіцієнтом фільтрації* (K_ϕ). Ця залежність отримала назву *закону Дарсі*. Математично вона відображається формулою

$$Q = K_\phi \cdot \frac{\Delta H}{l} \cdot F, \quad (6.3)$$

де Q – кількість (об'єм) води, що протікає за одиницю часу; K_ϕ – коефіцієнт фільтрації (пропорційності); $\Delta H(H_1-H_2)$ – падіння напору на довжині шляху фільтрації потоку між точками H_1 і H_2 ; l – довжина шляху фільтрації потоку; F – площа поперечного перетину потоку.

Вираз $\frac{\Delta H}{l}$ позначають буквою I і називають *напірним градієнтом*, або *гідралічним ухилом*. Тоді можна записати:

$$Q = K_\phi F I. \quad (6.4)$$

Якщо розділити обидві частини рівняння на F , то отримаємо швидкість фільтрації (V):

$$\frac{Q}{F} = V = K_\phi I. \quad (6.5)$$

Таким чином, швидкість фільтрації є прямо пропорційною до коефіцієнта фільтрації і напірного градієнта. Формула (6.5) є рівнянням прямої лінії, у зв'язку з чим закон Дарсі ще називають *лінійним законом фільтрації*. Якщо у цьому рівнянні прийняти $I = 1$, що має місце за ухилу у 45°, отримаємо:

$$V = K_\phi, \quad (6.6)$$

тобто коефіцієнт фільтрації, це та швидкість просмокування, яку мав би потік за ухилу, що дорівнює одиниці.

Оскільки в інженерній геології розглядається, в основному, ламінарний рух води у порах нескільких порід (грунтів), то закон Дарсі можна сформулювати так: «Кількість води, що протікає (фільтрується) через поперечний перетин породи за одиницю часу, є пропорційним до площі цього перетину, прямо пропорційним до падіння напору, зворотно пропорційним

довжини до шляху фільтрації на конкретній ділянці потоку і залежить від коефіцієнта фільтрації породи».

Неважко уявити, що якщо V є величиною швидкості, а величина I є безрозмірною, то, відповідно, величини V і K_ϕ мають однакову розмірність – сантиметр за секунду, метр за годину тощо. При цьому слід зазначити, що величину швидкості фільтрації не слід ототожнювати зі швидкістю руху окремих її часток.

Середня швидкість руху часток води (V_1) може бути вирахована, якщо витрати води співвіднести не з усією площею перетину потоку (F), а з сумою площ окремих отворів (каналів), по яких рухається вода в породі (F_n), тобто з пористістю породи:

$$V_1 = \frac{Q}{F_n} = \frac{V}{n} \text{ або } V = V_1 \cdot n, \quad (6.7)$$

де n – кількість каналів фільтрації (пористість), що має розмірність не у відсотках, а частках одиниці.

Для встановлення застосування закону Дарсі використовується число Рейнольдса (Re), яке у гідравліці має такий вираз:

$$Re = \frac{R_r \cdot V}{Y} = \frac{R_r \cdot V \cdot g}{\mu}, \quad (6.8)$$

де R_r – гідравлічний радіус, що дорівнює співвідношенню площі поперечного перетину потоку до периметра намоклої породи; V – середня швидкість потоку у цьому поперечному перетині; Y – коефіцієнт кінематичної в'язкості рідини (водяного розчину); g – питома вага рідини; μ – динамічна (абсолютна) в'язкість рідини.

Експериментально встановлено, що порушення лінійного закону фільтрації (закону Дарсі) відбувається тоді, коли число Рейнольдса досягає свого нижнього критичного значення. Для визначення цього числа (Re) за руху рідини (води) у зернистих ґрунтах може бути використана формула

$$Re = \frac{1}{0,75n + 0,23} \cdot \frac{V \cdot d_e}{Y}, \quad (6.9)$$

де d_e – ефективний (діючий) діаметр часток.

Критичне значення числа Рейнольдса, за якого порушується закон Дарсі, знаходиться в межах від 7,5 до 9,0. У відповідності з цим критична швидкість ($V_{кр}$) фільтрації може бути вирахована з виразу

$$V_{кр} = (0,75n + 0,23) \cdot \frac{Y}{d_e} \cdot Re_{кр}, \quad (6.10)$$

де Y – коефіцієнт кінематичної в'язкості рідини.

За значення швидкості фільтрації $V < V_{кр}$ рух води у гірських породах буде *ламінарним*, а за швидкості $V > V_{кр}$ – *турбулентним*.

Якщо рух підземних вод відбувається в крупних пустотах порід, то він стає турбулентним і підпорядковується *нелінійному закону фільтрації*, який виражається рівнянням Шезі – Краснопольського:

$$V = K_\phi \sqrt{I}. \quad (6.11)$$

Таким чином, швидкість фільтрації за турбулентного руху є пропорційною до коефіцієнта фільтрації і напірного градієнта в ступені 1/2.

У гірських породах часто виникає і так званий *змішаний* рух води, що є проміжною формою між ламінарним і турбулентним.

Лінійний закон фільтрації є справедливим за дійсної середньої швидкості руху підземних вод до 1000 м/доб або за швидкості фільтрації 400 м/доб. Такі швидкості значно перевищують швидкості природних потоків підземних вод у піщаних та крупноуламкових породах і можуть зустрічатися лише у відкритих тріщинах та карстових порожнинах. Через це у більшості випадків в інженерній геології теорія руху підземних вод розглядається в аспекті ламінарної (лінійної) фільтрації.

6.1.2. Рух підземних вод у водоносних пластах

У водоносних пластах (горизонтах) рух підземних вод великою мірою відбувається під впливом гравітаційних сил Землі.

Для визначення напрямку руху підземних вод використовують *карти гідроізогіпс*, на яких ізолініями показаний «рельєф» дзеркала ґрунтових вод. Перпендикуляри до гідроізогіпс, що спрямовані в бік зниження позначок, називаються *лініями току*. Вони вказують напрямок руху ґрунтових вод.

За взаємним розташуванням гідроізогіпс і ліній току потоки ґрунтових вод поділяють на плоскі і радіальні (рис. 6.3). У плоскому потоці гідроізогіпси в плані мають вигляд паралельних прямих і ліній, що за перетинання з гідроізогіпсами утворюють сітку прямокутників. Плоский потік може мати місце в міжріччях; між паралельно розташованими річкою і дренаю; у випадку дренажу ґрунтових вод субгоризонтальними гірничими виробками (канавами, штольнями).

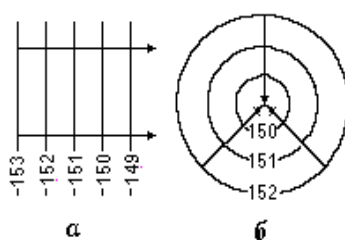


Рис. 6.3. Схеми потоків ґрунтових вод: а – плоский; б – радіальний

У радіальному потоці гідроізогіпси мають вигляд системи кривих ліній, а лінії току – радіусів. Наочним прикладом радіального потоку може бути приплив води до колодязя або свердловини під час інтенсивного водовідбору. Радіальний потік може *розходитись* (наприклад, біля закруту річки), а також *сходиться* (до водозабору). У потоці, що розходитьься, ширина його в напрямку руху збільшується, а у потоці, що сходиться, навпаки, зменшується.

Дійсну швидкість руху підземних вод практично можна визначити за допомогою кількох способів. Один із них (*сольовий*) ґрунтується на розчиненні у воді NaCl. На певній відстані від дослідної свердловини (шурфа

або колодзя), бурять спостережну свердловину, яку закладають нижче за напрямом руху підземних вод. Перед початком досліду визначають вміст хлору як у дослідній, так і у спостережній виробках. Потім у дослідну виробку вводять розчин хлориду натрію, в якому концентрація йонів хлору в 2000 разів є вищою, ніж у підземних водах. Фіксується час введення солі (t_1). Через кожні 10 хвилин із спостережної свердловини відбирають проби води і за допомогою азотно-кислого срібла визначають вміст хлору. Дані аналізів наносять на графік (рис. 6.4) і відмічають час проходження піку (t_2).

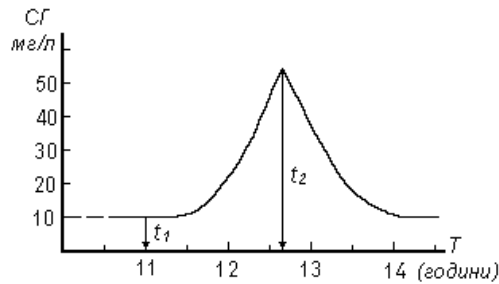


Рис. 6.4. Графік зміни концентрації йонів хлору в ґрунтових водах під час вивчення дійсної швидкості потоку підземних вод

Дійсна швидкість дорівнює

$$u = \frac{l}{t_2 - t_1}, \quad (6.12)$$

де l – відстань між виробками в м.

Цей спосіб дуже зручний, але застосування його неможливе за природного вмісту хлору в воді понад 500 мг/л і за різких нерівностей покрівлі водотривкого шару. В першому випадку аналізами важко визначити зміни вмісту хлору, а в другому – важчий, ніж вода, розчин хлориду натрію може затримуватись в пониженнях (нішах) водотриву.

Можна також застосовувати органічні барвники, присутність яких у воді виявляється вже за надзвичайно малих концентрацій (до 10^{-6} %). Для цього застосовують флуоросцеїн, метиленовий синій барвник та ін. Для визначення вмісту барвника у воді використовують флуороскоп-набір скляних трубок з різною концентрацією барвника. Порівнюючи колір води у відібраних пробах із кольором трубок-еталонів, легко і швидко можна визначити вміст барвника в пробі води. Для цього будують графік зміни в часі вмісту барвника у воді і аналогічно до способу з хлоридом натрію визначають швидкість руху підземних вод.

Швидкість руху підземних вод можна визначати й електролітичним способом. Для цього в дослідну свердловину вводять електроліт (як правило, хлористий амоній) і стежать за зміною електропровідності між дослідною і спостережною свердловинами. З цією метою використовують міліамперметр, за показниками якого будують графік зміни сили струму в часі.

Найновіші досягнення фізики і хімії дозволяють застосовувати «мічені атоми» – ізотопні індикатори. Висока чутливість і простота радіоактивних

вимірювань дозволяють фіксувати мінімальну кількість ізотопів у підземних водах.

6.2. РОЗРАХУНКИ ПРИПЛИВІВ ВОДИ ДО ВОДОЗАБІРНИХ СПОРУД І ГІРНИЧИХ ВИРОБОК

Рух води у гірських породах може характеризуватися постійністю в часі. У зв'язку з цим виділяють *сталій* і *несталій* його види. Рух підземних вод вважається сталим, якщо рівні води, як і усі інші елементи потоку залишаються постійними у часі. Якщо рівні води у одних і тих же точках змінюються в часі, то рух вважається несталим. Зазвичай основні рівняння руху потоку, підземних вод до гірничих виробок в інженерній геології розглядаються стосовно сталого руху. Для випадків несталого руху до основних рівнянь додатково залучаються різні уточнення.

За умовами дренажування і специфікою напрямку руху води слід розрізняти потоки *плоскі* та *радіальні* (6.1.2).

В гідрогеології та інженерній геології гірничі виробки поділяються на гідродинамічно *досконалі* та *недосконалі*.

Гідродинамічно *досконалою* називається гірнича виробка, яка проходить водоносний горизонт від покрівлі до підошви. Приплив води до неї відбувається по всій поверхні дотику стінок виробки до водоносного горизонту, товщиною H (рис. 6.5, а). Якщо ж виробка не доходить до водотриву, вона називається *недосконалою за ступенем виявлення водоносного горизонту* (рис. 6.5, б). Часто виробки закріплюються від обвалювання, цементуються, свердловини обладнуються обсадними трубами, фільтрами тощо. Звичайно, що приплив води до таких виробок є утрудненим, і їх називають *недосконалими за характером виявлення водоносного горизонту*. Дуже часто на практиці ми маємо справу з різними комбінаціями недосконалостей.

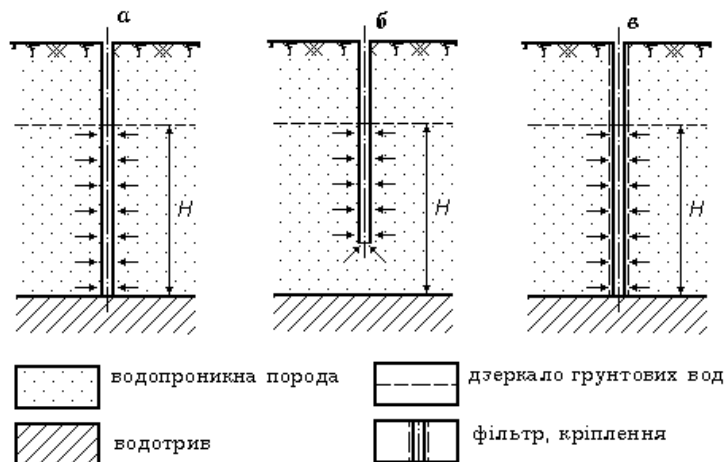


Рис. 6.5. Схеми досконалої і недосконалої свердловин: а – досконалої; б, в – недосконалої

Основні рівняння припливу води до водозаборів (свердловин та дрен) будемо виводити за умови досконалості виробок.

Рівняння руху плоского потоку підземних вод. Уявімо собі плоский потік ґрунтових вод (рис. 6.6). Гідравлічний градієнт I у цьому випадку дорівнює

$$I = \frac{h_2 - h_1}{x} = \frac{\Delta h}{x}, \quad (6.13)$$

де x – віддаль між перерізами h_1 і h_2 .

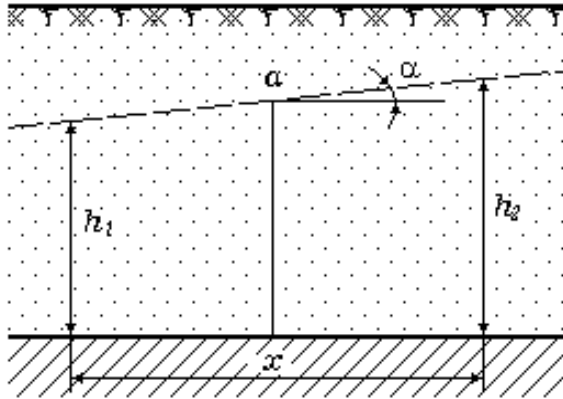


Рис. 6.6. Схема плоского потоку ґрунтових вод

Якщо зближувати перерізи h_1 і h_2 так, щоб відстань між ними наближалася до нуля, то отримаємо ухил (гідравлічний градієнт) в точці α , який дорівнює тангенсу кута нахилу дзеркала ґрунтових вод або першій похідній:

$$\lim_{x \rightarrow 0} I = \operatorname{tg} \alpha = \frac{dh}{dx}. \quad (6.14)$$

Підставивши це рівняння гідравлічного ухилу у формулу закону Дарсі (6.3), отримаємо рівняння:

– для безнапірних вод:

$$Q = K_{\phi} F \frac{dh}{dx}; \quad (6.15)$$

– для напірних вод:

$$Q = K_{\phi} F \frac{dH}{dx}, \quad (6.16)$$

де H – напір, який рахується від подошви водоносного пласту до його п'єзометричного рівня.

Приплив безнапірних вод до досконалої горизонтальної дрени (канави). На рис. 6.7 штриховою лінією показано положення дзеркала ґрунтових вод стосовно проходки дрени (*статичний рівень*). Після проходки дрени швидкість руху води в ній збільшується і рівень води знижується на величину S , яку в гідрогеології прийнято називати *величиною пониження*. Іншими словами, величина пониження є різницею між статичним і

динамічним рівнями. Товщину водоносного горизонту до пониження позначимо через H , глибину води в дрени – через h_0 . Внаслідок пониження рівня в дрени в водоносному горизонті утворюється *депресійна лійка* (рис. 6.7), яка показана суцільною жирною лінією. Відстань R , на яку поширюється вплив пониження, називають *радіусом впливу*. Все це є справедливим і для природних дрен.

Для розрахунку припливу води Q в дренаж вибираємо на відстані x від стінки дрени переріз із напором h , який знаходиться в інтервалі від 0 до R .

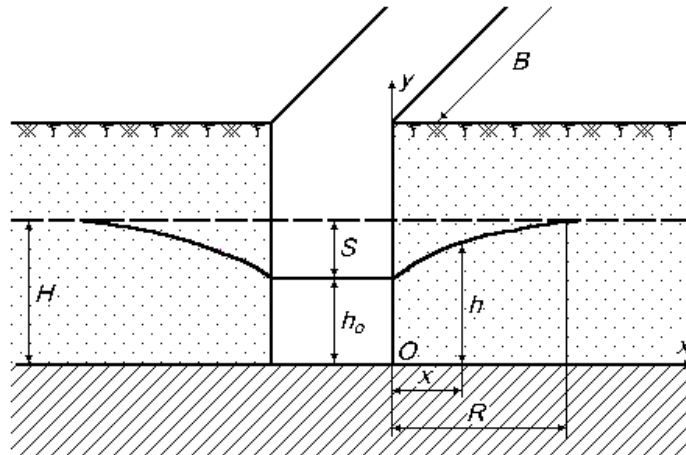


Рис. 6.7. Схема до розрахунку припливу води до досконалої дрени в безнапірному водоносному пласті

У загальному вигляді приплив води до дрени визначається рівнянням (6.15). Підставивши у нього величину площі фільтрації

$$F = Bh, \quad (6.17)$$

де B – довжина дрени, отримаємо формулу для розрахунку об'єму води, що надходить до дрени:

$$Q = K_{\phi} Bh \frac{dh}{dx}. \quad (6.18)$$

Під час розрахунку припливу води до дрени зручно користуватись поняттям *одиночного припливу* q , тобто припливу води на одиницю довжини дрени:

$$q = \frac{Q}{B}. \quad (6.19)$$

Звідки елементарна формула для розрахунку припливу води до дрени має вигляд

$$q = K_{\phi} h \frac{dh}{dx}. \quad (6.20)$$

Поділимо змінні значення у виразі 6.20, тобто помножимо обидві його частини на dx і проінтегруємо:

$$q \int_0^R dx = K_{\phi} \int_{h_0}^H h dh. \quad (6.21)$$

В результаті отримаємо рівняння:

$$q(R - 0) = K_{\phi} \frac{H^2 - h_0^2}{2}; \quad (6.22)$$

$$qR = K_{\phi} \frac{H^2 - h_0^2}{2}; \quad (6.23)$$

$$q = K_{\phi} \frac{H^2 - h_0^2}{2R}. \quad (6.24)$$

Формула 6.24 відтворює величину одиничного припливу з одного боку дрени. Щоб отримати повний приплив води до дрени, необхідно помножити одиничний приплив на два, а потім – на довжину дрени. Приплив води в торці дрени, як правило, не враховується, оскільки він за великої довжини дрени складає незначну величину.

За формулою 6.24 можна розрахувати витрату *плоского ґрунтового потоку*. Підставивши замість радіуса впливу відстань між перерізами, що дорівнює l (рис. 6.8), отримаємо

$$q = K_{\phi} \frac{h_2^2 - h_1^2}{2l}. \quad (6.25)$$

Вираз $\frac{h_2^2 - h_1^2}{2l}$ можна записати так:

$$\frac{h_2^2 - h_1^2}{2l} = \frac{h_2 + h_1}{2} \cdot \frac{h_2 - h_1}{l} = h_c I. \quad (6.26)$$

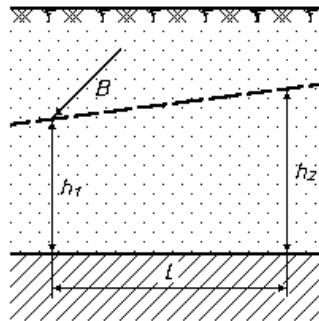


Рис. 6.8. Схема розрахунку витрат плоского потоку ґрунтових вод

Тобто одинична витрата дорівнює

$$q = K_{\phi} h_c I. \quad (6.27)$$

При цьому повна витрата складе

$$Q = BK_{\phi} h_c I, \quad (6.28)$$

де h_c – середнє значення площі перерізу потоку.

Рівняння кривої депресії для ґрунтових вод. Вплив водозбірної гірничої виробки на рівень підземних вод має вигляд кривої депресії, що визначає зниження цього рівня на певній відстані від виробки.

Досліджуючи вираз (6.24), можемо вирішити одну з дуже важливих задач в інженерно-гідрогеологічних розрахунках – вивести рівняння депресійної кривої. Побудова депресійної кривої необхідна у разі виникнення

загрози затоплення підземними водами котлованів, підвалів будинків тощо (рис. 6.9).

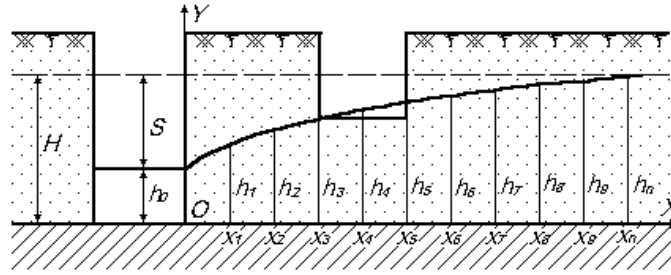


Рис. 6.9. Схема розрахунку депресійної кривої потоку ґрунтових вод

Змінивши границі інтегрування у виразі 6.21 по X від 0 до x , а по Y від h_0 до h , отримаємо

$$q = K_{\phi} \frac{h^2 - h_0^2}{2x}. \quad (6.29)$$

Очевидно, що розрахунок припливу води за формулами 6.24 і 6.29 є однаковим, звідки

$$K_{\phi} \frac{h^2 - h_0^2}{2x} = K_{\phi} \frac{H^2 - h_0^2}{2R}. \quad (6.30)$$

Розв'язуючи рівняння 6.29 відносно h , маємо

$$h = \sqrt{h_0^2 + \frac{x}{R}(H^2 - h_0^2)}. \quad (6.31)$$

Для побудови депресійної кривої слід задати величину h_0 залежно від S . Товщину водоносного горизонту H легко отримати за даними буріння, а величину радіуса впливу можна вирахувати за існуючими емпіричними формулами.

На міліметровому папері слід побудувати розріз через дренаж і котлован (рис. 6.10) і, задаючи різні значення x (x_1, x_2, \dots, x_n) у метрах, наприклад: 10, 20, 30 тощо, отримати величини h (h_1, h_2, \dots, h_n). З'єднавши ці точки плавною лінією, можна визначити криву депресії. Якщо вона проходить через котлован, слід побудувати нову криву, ґрунтуючись на більших значеннях пониження і, природно, менших значеннях глибини води в дренажі. Процес продовжується доти, доки депресійна крива не зануриться нижче дна котловану. Після цього залишається понизити рівень води в дренажі на останню величину S і котлован у процесі будівництва буде сухим.

Розрахунок припливу ґрунтових вод до досконалої свердловини. Мова йде не про плоский потік, як у попередньому випадку, а про радіальний. На рис. 6.10 показано всі позначення, які зрозумілі з попередньої задачі, окрім r – радіуса свердловини.

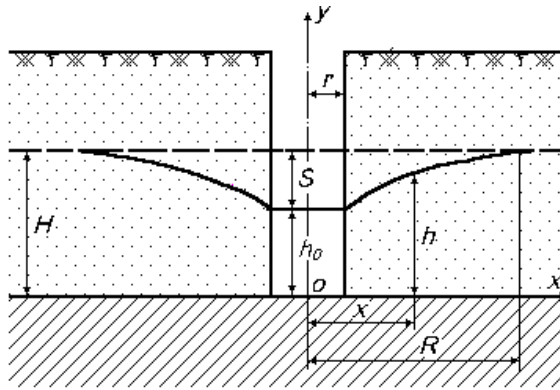


Рис. 6.10. Схема для розрахунку припливу ґрунтових вод до досконалої свердловини

Розрахунок починається з рівняння 6.15. Площа притоку води через переріз h дорівнює площі бокової поверхні циліндра, радіус якого складає x , тобто:

$$F = 2\pi x h, \quad (6.32)$$

$$Q = K_{\phi} \cdot 2\pi x h \frac{dh}{dx} \cdot dx. \quad (6.33)$$

Поділ змінних (тобто множення обидвох частин рівняння на $\frac{dx}{x}$), після інтеграції дає рівняння

$$Q \int_r^R \frac{dx}{x} = 2\pi K_{\phi} \int_{h_0}^H dh. \quad (6.34)$$

Інтегрування за X слід проводити не від нуля, а від r – стінки свердловини. Це визначається формулою Дюпюї:

$$Q(\ln R - \ln r) = 2\pi K_{\phi} \frac{H^2 - h_0^2}{2}; \quad (6.35)$$

$$Q = \frac{\pi K_{\phi} (H^2 - h_0^2)}{\ln R / r}. \quad (6.36)$$

У такому вигляді користуватись виразом 6.36 не зовсім зручно, оскільки у ньому присутній натуральний логарифм. Якщо замість нього підставити десятковий ($\ln x = 2,30 \lg x$), а замість π його значення, можна отримати зручніший вираз для розрахунку припливу безнапірних вод до свердловини:

$$Q = 1,366 K_{\phi} \frac{(H^2 - h_0^2)}{\lg R / r}. \quad (6.37)$$

Вираз $H^2 - h_0^2$ можна видозмінити:

$$H^2 - h_0^2 = (H - h_0)(H + h_0) = S(H + H - S) = S(2H - S) \quad (6.38)$$

і, підставивши його в 6.37, можемо визначити об'єм води:

$$Q = 1,366 K_{\phi} \frac{S(2H - S)}{\lg R / r}. \quad (6.39)$$

Для виведення рівняння депресійної кривої слід повернутися до рівняння 6.34 і змінити границі інтегрування за X від r до x , а за Y від h_0 до h :

$$Q = \frac{\pi K_{\phi}(h^2 - h_0^2)}{\ln x/r}; \quad (6.40)$$

$$\frac{\pi K_{\phi}(h^2 - h_0^2)}{\ln x/r} = \frac{\pi K_{\phi}(H^2 - h_0^2)}{\ln R/r}. \quad (6.41)$$

Вирішення цього рівняння відносно h дозволяє визначити *рівняння кривої депресії*:

$$h = \sqrt{h_0^2 + \frac{\ln x/r}{\ln R/r}(H^2 - h_0^2)}. \quad (6.42)$$

Розрахунок пониження за наявності взаємодіючих свердловин. Під час проходки котлованів та каналів під будівельні споруди часто доводиться відкачувати з них воду, що часто буває малоефективним. Через це застосовують заходи пониження рівня ґрунтових вод за допомогою взаємодіючих свердловин. Взаємодіючими називають свердловини, в яких сума радіусів впливу є більшою від відстані між ними (рис. 6.11).

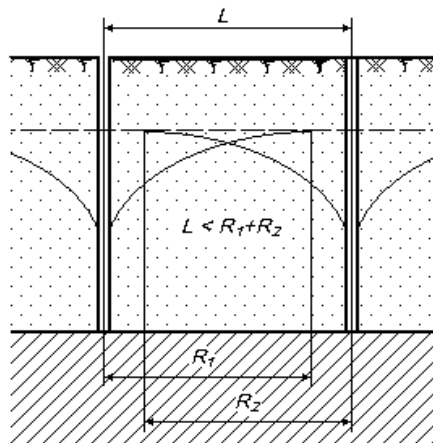


Рис. 6.11. Взаємодіючі свердловини

Гідродинамічна взаємодія свердловин є досить складною. Розглянемо приклад взаємодії двох свердловин, розташованих на відстані L (рис. 6.12). Як ми бачимо, відстань L є меншою за радіуси впливу R_1 та R_2 . Під час відкачки води із свердловини 1 рівень води в ній знизиться на величину S_1 , а у свердловині 2 рівень понизиться на величину s_1 . За пониження в свердловині 2 рівня на S_2 , в свердловині 1 рівень знизиться на величину s_2 .

За одночасного відбору води з обох свердловин депресійні лійки накладуться одна на одну, рівень води у міжсвердловинному просторі знизиться ще більше, а крива депресії займе положення, показане на рис. 6.12 штрих-пунктирною лінією. Чим більше наближеними є свердловини одна до одної, тим більшого рівня пониження буде досягнуто. При цьому дебіт кожної із взаємодіючих свердловин Q^1 буде меншим від того, яким він був би у кожній окремої свердловини Q .

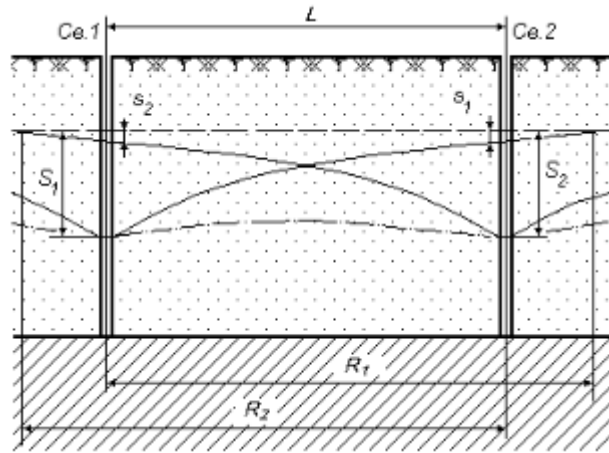


Рис. 6.12. Пониження за взаємодії свердловин

Зменшення дебіту оцінюється величиною *інтерференції* δ .

$$\delta = \frac{Q^1}{Q}. \quad (6.43)$$

Зрозуміло, що за $L=R_1+R_2$ або $L=2R$ взаємодії свердловин не буде, інтерференція дорівнюватиме одиниці, а зниження депресійних кривих не відбудеться. За зменшення відстані між свердловинами буде зменшуватись і величина інтерференції. Так за відстані, яка дорівнює R ; $0,5R$; $0,2R$; $0,02R$ та $0,002R$ інтерференція, відповідно, складатиме $0,97$; $0,90$; $0,81$; $0,64$ та $0,53$.

Впроцесі буріння групи свердловин, призначених для водопостачання, з метою зменшення довжини водопровідних труб свердловини доцільно розташовувати на відстані половини радіуса впливу.

Під час осушення, коли основною метою є пониження депресійної кривої між свердловинами, бурити їх слід на відстані $0,1R$.

Пониження рівня ґрунтових вод можна розрахувати за методом Форхгеймера за умови, що свердловини розташовані навколо котловану (A) так, як на рис. 6.13.

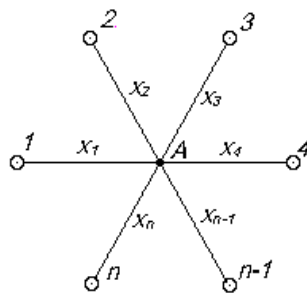


Рис. 6.13. Схема розташування свердловин для пониження рівня ґрунтових вод у котловані

Розрахунок для однієї свердловини проводиться з дещо зміненою формулою 6.36:

$$H^2 - h_0^2 = \frac{Q_1}{\pi K_{\phi 1}} \ln \frac{x_1}{r_1}. \quad (6.44)$$

За одночасної роботи всіх свердловин загальне рівняння депресійної кривої набуває вигляду

$$H^2 - h_0^2 = \frac{Q_1}{\pi K_{\phi 1}} \ln \frac{x_1}{r_1} + \frac{Q_2}{\pi K_{\phi 2}} \ln \frac{x_2}{r_2} + \dots + \frac{Q_n}{\pi K_{\phi n}} \ln \frac{x_n}{r_n}. \quad (6.45)$$

Якщо всі свердловини мають однакові радіуси, однакові відстані від котловану, однакові дебіти та пройдені в породах з однаковим коефіцієнтом фільтрації, то розрахунок за цією формулою набагато спрощується.

Розрахунок припливу напірних вод до досконалої дрени. На рис. 6.14 подана схема розрахунку, де введені нові позначення:

H – напір підземних вод; m – товщина водоносного горизонту (всі інші позначення – попередні).

Площа фільтрації в перерізі h , що знаходиться на відстані x від стінки дрени, дорівнює:

$$F = Bm. \quad (6.46)$$

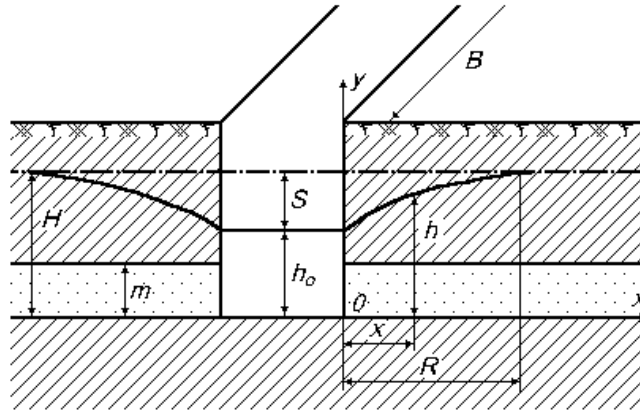


Рис. 6.14. Схема припливу артезіанських вод до досконалої дрени

Щоби врахувати приплив води через торці дрени, введемо значення її площі до рівняння 6.16:

$$Q = K_{\phi} Bm \frac{dH}{dx}. \quad (6.47)$$

Одинична витрата води при цьому складає

$$q = \frac{Q}{B} = K_{\phi} m \frac{dH}{dx}. \quad (6.48)$$

Розділивши змінні і проінтегрувавши рівняння, отримуємо:

$$q \int_0^R dx = K_{\phi} m \int_{h_0}^H dH; \quad (6.49)$$

$$qR = K_{\phi} m (H - h_0); \quad (6.50)$$

$$q = K_{\phi} m \frac{H - h_0}{R} = K_{\phi} m \frac{S}{R}. \quad (6.51)$$

Рівняння 6.51 описує одиничний приплив напірних вод до одного з бортів канами. Повний приплив при цьому складе

$$Q = 2BK_{\phi}m \frac{S}{R}. \quad (6.52)$$

Якщо потрібно визначити рівняння депресійної кривої, то вираз 6.49 потрібно проінтегрувати по X від 0 до x , а за Y від h_0 до h :

$$q \int_0^x dx = K_{\phi}m \int_{h_0}^h dH; \quad (6.53), \quad \text{звідки: } q = K_{\phi}m \frac{h-h_0}{x}; \quad (6.54)$$

$$K_{\phi}m \frac{h-h_0}{x} = K_{\phi}m \frac{H-h_0}{R}. \quad (6.55)$$

і в результаті:

Розв'язавши це рівняння відносно h , отримаємо:

$$h = h_0 + \frac{x}{R}(H - h_0). \quad (6.56)$$

Це математична формула, яка є рівнянням прямої лінії. Проте насправді депресійна крива є криволінійною.

Розрахунок припливу напірних вод до досконалої свердловини (рис. 6.15). У вираз (6.13) підставляємо величину площі фільтрації, яка в перерізі h дорівнює:

$$F = 2\pi x h, \quad (6.57)$$

$$Q = 2\pi K_{\phi} x m \frac{dh}{dx}. \quad (6.58)$$

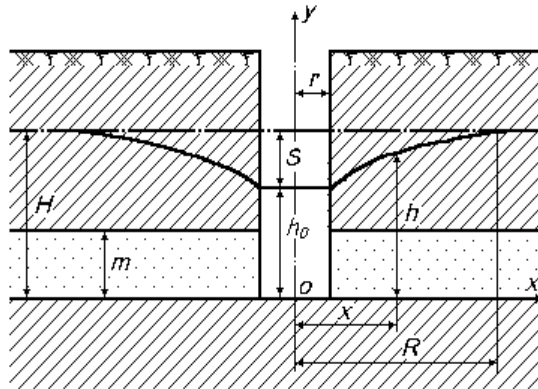


Рис. 6.15. Схема припливу напірних вод у досконалу свердловину

Розділивши змінні й інтегруючи за X від r до R , а за Y від h_0 до H , отримаємо

$$Q \int_r^R \frac{dx}{x} = 2\pi K_{\phi}m \int_{h_0}^H dH, \quad \text{звідки} \quad (6.59)$$

$$Q(\ln R - \ln r) = 2\pi K_{\phi}m(H - h_0); \quad (6.60)$$

$$Q = \frac{2\pi K_{\phi}m(H - h_0)}{\ln R/r} = \frac{2\pi K_{\phi}mS}{\ln R/r}. \quad (6.61)$$

Перевівши натуральний логарифм у десятковий і завівши числове значення π , отримуємо вираз для розрахунку припливу артезіанських вод до досконалої свердловини:

$$Q = 2,73 \frac{K_{\phi} m (H - h_0)}{\lg R / r} = 2,73 \frac{K_{\phi} m S}{\lg R / r}. \quad (6.62)$$

Для розрахунку кривої депресії у цьому випадку слід повернутися до рівняння 6.59 і змінити границі інтегрування: за X від r до x , а за Y від h_0 до h :

$$Q = \frac{2\pi K_{\phi} m (h - h_0)}{\ln x / r}. \quad (6.63)$$

Величина припливу за рівняннями 6.61 та 6.63 є однаковою:

$$\frac{2\pi K_{\phi} m (h - h_0)}{\ln x / r} = \frac{2\pi K_{\phi} m (H - h_0)}{\ln R / r}. \quad (6.64)$$

З цього рівняння отримуємо значення h :

$$h = h_0 + \frac{\ln x / r}{\ln R / r} (H - h_0). \quad (6.65)$$

Як видно, це є рівнянням прямої лінії, хоча в природних умовах депресійна лійка в розрізі має вигляд кривої.

Всі вищенаведені формули дуже прості і можуть використовуватися лише для приблизних розрахунків. В інженерно-геологічній практиці застосовуються формули, які враховують ухили водотривких пластів, неоднорідність у водопроникності водоносних порід, поправки на недосконалість свердловин, на несталый рух тощо. Розглянемо деякі з них.

Витрати плоского потоку. За похилого водотриву (рис. 6.16) розрахунок проводять із врахуванням додаткової горизонтальної площини $Q-Q$.

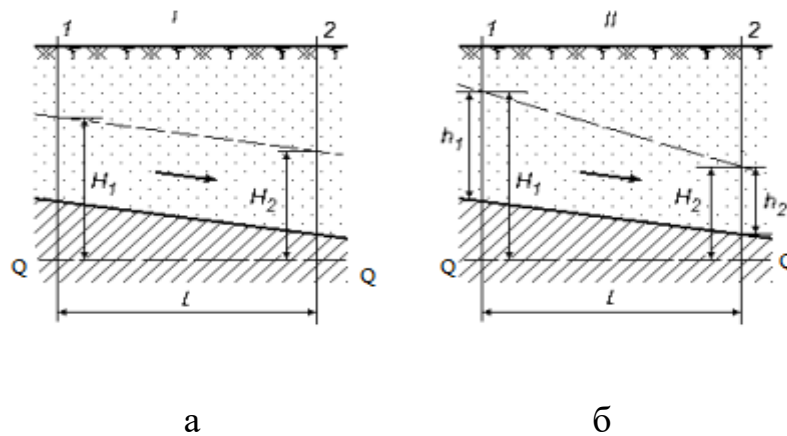


Рис. 6.16. Схема розрахунку витрати потоку ґрунтових вод за похилого водотриву: а – за постійної товщини водоносного горизонту; б – мінливої товщини водоносного горизонту

Якщо товщина водоносного горизонту залишається постійною, то розрахунок його витрат можливий за рівнянням

$$Q = K_{\phi} B h_c \frac{H_1 - H_2}{l}. \quad (6.66)$$

У випадку мінливої товщини водоносного горизонту розрахунок проводиться за формулою:

$$Q = K_{\phi} B h_c \frac{(H_1 - H_2)(h_1 + h_2)}{2l}, \quad (6.67)$$

де B – ширина потоку, h_c – середня товщина водоносного горизонту, H_1 і H_2 – перевищення дзеркала ґрунтових вод у перерізах над порівняльною площиною, h_1 і h_2 – товщини водоносного горизонту та l – відстань між перерізами.

До недосконалого колодязя, котловану або свердловини вода припливає через його стінки та дно, що дещо ускладнює розрахунок (рис. 6.17). Дебіт таких виробок завжди є меншим за дебіт досконалих. В процесі відкачки вода надходить у колодязь лише із частини водоносного горизонту, яку називають *активною зоною* (H_0). Глибину активної зони зазвичай приймають як $4/3$ висоти стовпа води в колодязі до відкачки (P), тобто $H_0 = 4/3P$, а приплив до досконалої дрени розраховують за формулою Дюпію, доповненою рівнянням Паркера:

$$Q = 1,366 K_{\phi} \frac{(H_0^2 - h_0^2)}{\lg R - \lg r}, \quad (6.68)$$

де R – радіус депресії.

Приплив до недосконалої дрени завжди є меншим за приплив води до досконалої дрени. Його простіше можна розрахувати за рівнянням

$$Q_{\text{нед.}} = Q \cdot \frac{t}{H}, \quad (6.69)$$

де Q – витрати досконалої дрени; $Q_{\text{нед.}}$ – витрати недосконалої дрени; t – відстань від дна колодязя до статичного (нормального) рівня води; H – товщина водоносного горизонту.

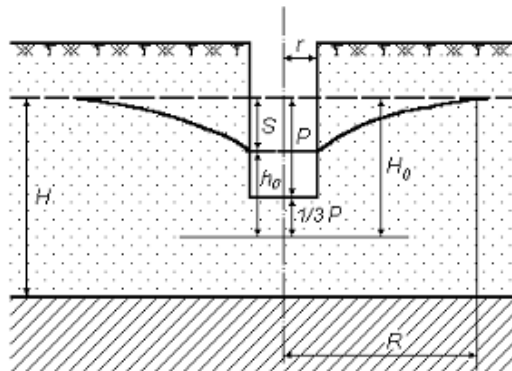


Рис. 6.17. Схема припливу ґрунтових вод до недосконалого колодязя, де: H – товщина водоносного горизонту; H_0 – активна зона водоносного горизонту; P – висота стовпа води до викачки; h_0 – глибина води у колодязі відносно дна; S – пониження рівня води; r – радіус колодязя.

Розрахунки припливу води до котловану. В процесі проходки котлованів часто доводиться відкачувати з них воду. Існує декілька методів розрахунку припливу води до таких виробок.

Котлован *прямокутний*, витягнутої форми, завдовжки B (рис. 6.18), *досконалий*. В такому випадку застосовується формула

$$Q = \frac{K_{\phi} HB}{R}. \quad (6.70)$$

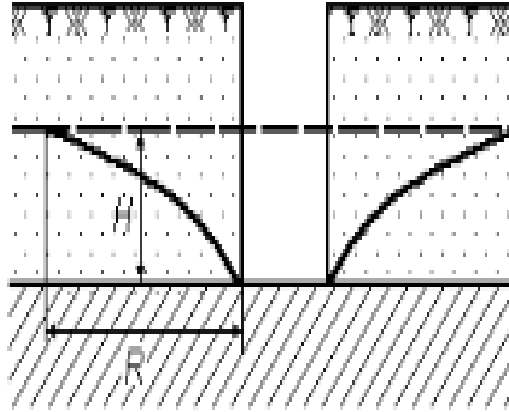


Рис. 6.18. Схема припливу ґрунтових вод до прямокутного досконалого котловану

Якщо товщини водоносного горизонту (H_1 та H_2) з обох боків котловану не є однаковими, то для обрахування припливу використовується рівняння

$$Q = qB = \frac{BK_{\phi}(H_1^2 - H_2^2)}{R}. \quad (6.71)$$

Якщо ж котлован *квадратний* або близький до того, то в такому випадку площу його перерізу можна прирівняти до площі кола з радіусом r_0 .

Оскільки $r_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}}$, то приплив води до котловану складе

$$Q = qB = \frac{\pi K_{\phi}(H_1^2 - H_2^2)}{\ln R/r_0}. \quad (6.72)$$

Приплив води до котловану, доведеного до водотриву, котрий розташований *біля річки* (рис. 6.19), розраховують за формулою

$$Q = q_s + q_p = 0,5BK_{\phi}\left(\frac{H^2}{R} + \frac{H_p^2}{l}\right), \quad (6.73)$$

де Q – сумарний приплив води в котлован; q_s – приплив води з боку вододілу; q_p – приплив води з боку річки; B – довжина котловану; R – радіус депресійної лійки, яка утворюється котлованом у дзеркалі ґрунтових вод; l – відстань від котловану до річки; H – товщина безнапірного водоносного горизонту; H_p – перевищення рівня води в річці над водотривом.

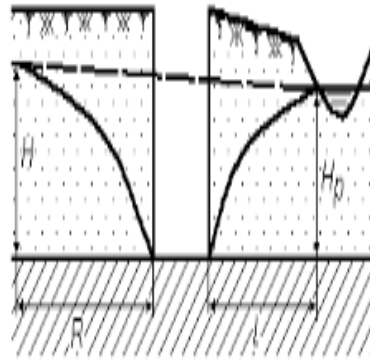


Рис. 6.19. Схема припливу води до котловану, розташованого поблизу ріки

Котлован *прямокутний, недосконалий, заглиблений на величину l* в безнапірний водоносний горизонт (рис. 6.20).

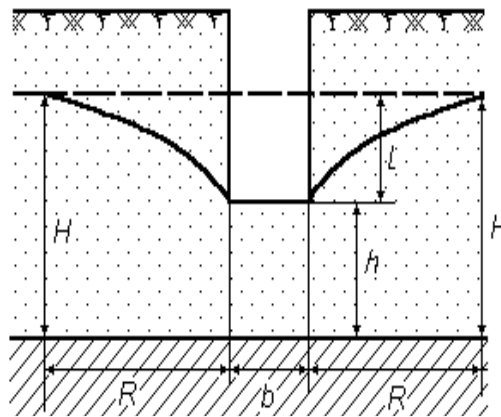


Рис. 6.20. Схема припливу води до недосконалого котловану

Приплив води до нього обраховується за формулою Грінського:

$$Q = \frac{BK_{\phi}l(2H-l)}{2B + 0,733 \lg \frac{H-l}{b} + 0,077}. \quad (6.74)$$

Існує ще багато різних, інколи дуже складних формул для розрахунку припливу води до гірничих виробок, що враховують всілякі нюанси гідрогеологічних умов. Наведені вони в спеціальній довідковій літературі.

Поняття про дебіт і питомий дебіт. Дебіт (французькою – витрата) – кількість води, нафти, газу, яка виливається з джерела, колодзя, свердловини або іншої дрени за одиницю часу. Одиницями вимірювання дебіту для підземних вод є: м³/с або м³/добу, для нафти – т/добу.

Питомий дебіт (м³/доба) отримують від поділу величини дебіту на величину пониження рівня флюїду (води):

$$q = \frac{Q}{S}. \quad (6.75)$$

6.3. ВИЗНАЧЕННЯ ВЕЛИЧИНИ КОЕФІЦІЄНТА ФІЛЬТРАЦІЇ

У більшості рівнянь, що характеризують динаміку підземних вод, присутні величини коефіцієнта фільтрації і радіуса впливу, які є основними факторами їх руху.

Практичне визначення коефіцієнта фільтрації гірських порід можна проводити на основі використання емпіричних формул, лабораторних даних і польових досліджень.

1. Емпіричні формули дають змогу швидко визначити коефіцієнт фільтрації у породах за даними про їхню пористість і механічний склад. Однак ці формули дають лише приблизні уявлення про водопроникність порід і можуть бути використані лише під час попередніх розрахунків.

Для визначення коефіцієнта фільтрації пісків з ефективним діаметром часток, що дорівнює від 0,1 до 3,0 мм і за коефіцієнта неоднорідності меншим від 5,0 можна застосувати формулу Хазена:

$$K_{\phi} = Cd_e^2(0,70 + 0,03t^{\circ}), \text{ м/добу}, \quad (6.76)$$

де C – емпіричний коефіцієнт, який за Ланге дорівнює

$$C = 400 + 40(n - 26), \quad (6.77)$$

де n – пористість породи, %; d_e – ефективний діаметр часток, мм; t° – температура води, $^{\circ}\text{C}$.

Для визначення ефективного діаметра і коефіцієнта неоднорідності необхідно побудувати інтегральну (сумарну) криву гранулометричного складу породи. Зазвичай результати аналізів гранулометричного складу породи лабораторія видає у вигляді стандартної таблиці (табл. 6.1). Для побудови сумарної кривої потрібно знати сумарні вмісти часток діаметром менше 0,005; 0,01; 0,05; 0,1; 0,25 мм тощо. Для цього в таблиці (справа наліво) слід підсумувати вмісти фракцій (в %).

Таблиця 6.1

Дані для побудови сумарної кривої гранулометричного складу породи

Характеристики	Розмір часток, мм								
	> 2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	< 0,005
Вміст фракції, %	3,6	6,2	20,3	35,2	26,2	4,5	2,8	0,5	0,7
Сумарний вміст фракції, %	100,0	96,4	90,2	69,9	34,7	8,5	4,0	1,2	0,7

Якщо на графіку по осі абсцис відкласти діаметр часток у логарифмічному масштабі, а по осі ординат – сумарний вміст, %, то отримаємо криву гранулометричного складу породи (рис. 6.21).

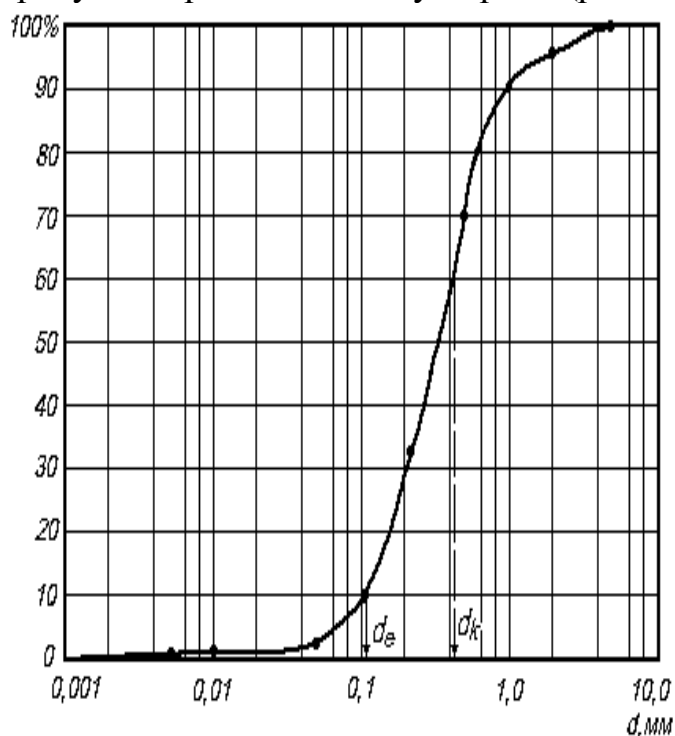


Рис. 6.21. Сумарна крива гранулометричного складу породи

Після побудови кривої слід визначити величини ефективного (d_e) і контролюючого (d_k) діаметрів, тобто розміри часток, менше за які в породі міститься, відповідно, 10 і 60 %. У нашому прикладі $d_e = 0,11$ мм, а $d_k = 0,42$ мм, звідки за формулою можна визначити коефіцієнт неоднорідності C_u :

$$C_u = \frac{d_k}{d_e} = \frac{d_{60\%}}{d_{10\%}} = \frac{0,42}{0,11} = 3,8. \quad (6.78)$$

Разом із цією формулою можна застосовувати і видозмінену формулу Козені (6.1):

$$K_\phi = 625 \frac{n^3}{(1-n^2)}, \quad (6.79)$$

де n – пористість у частках від одиниці.

2. У лабораторних умовах в Україні найчастіше застосовують трубку «Спецгео» і трубку КФЗ конструкції Знаменського. Трубка «Спецгео» (конструкції Симонова) (рис. 6.22) складається з основної трубки 1, нижньої кришки 2 з сіткою, верхньої сітки 3, верхньої кришки 4 і скляного мірного циліндра 5 з нанесеною шкалою з поділками через 1 см³. Мірний циліндр підтримує постійний рівень над верхньою сіткою, оскільки із нього виливається вода лише після надходження всередину повітря. Цим досягається і постійний гідравлічний градієнт, що дорівнює одиниці (напір дорівнює довжині шляху фільтрації).

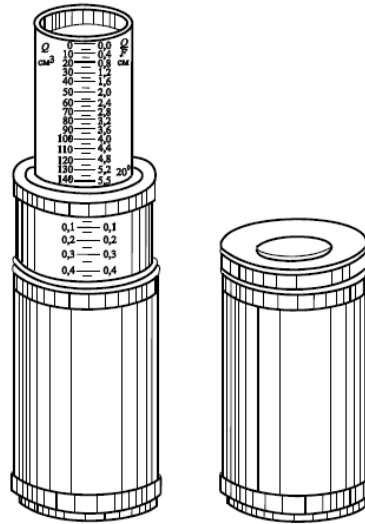


Рис. 6.22. Схема приладу «Спецгео»

Коефіцієнт фільтрації визначають за формулою:

$$K_{\phi} = \frac{Q}{F} (0,7 + 0,03t^{\circ}) = \frac{V}{tF} (0,7 + 0,03t^{\circ}), \quad (6.80)$$

де Q – витрата води, $\text{см}^3/\text{с}$; F – площа поперечного перерізу трубки, що дорівнює 28 см^2 ; V – об'єм профільтрованої води, см^3 ; t – час, с ; t° – температура води, $^{\circ}\text{C}$.

3. Польові дослідження проводяться в польових (природних) умовах і дають найбільш надійні дані про фільтраційні властивості порід. Вони полягають у проведенні відкачок або наливів води у свердловини та шурфи.

Відкачки проводять за неглибокого залягання підземних вод. На ділянці, де збираються визначати водопровідність порід, закладають одну або декілька свердловин на водоносний горизонт і відкачують воду. В результаті рівень підземних вод знижується і навкруги свердловини утворюється депресійна лійка. Дебіт свердловини залежить від коефіцієнта фільтрації, величини зниження рівня підземних вод і радіуса впливу. Визначивши під час відкачки дебіт, динамічний рівень і радіус впливу, можна визначити коефіцієнт фільтрації.

Відкачки бувають одиночні і кущові. *Одиночні* відкачки проводять з однієї свердловини без спостереження за депресійною лійкою. Під час *кущових* відкачок бурять групу (кущ) свердловин, із яких одна – *центральна* – є *дослідною* (із неї відкачують воду), а інші слугують для спостереження за поширенням лійки депресії навколо центральної свердловини. *Спостережні* свердловини розташовують по одній або 2–4 лініях, які відходять від центральної свердловини. Необхідно, щоб одна з ліній збігалася з напрямком руху підземного потоку. На кожній із ліній закладають не менше двох спостережних свердловин.

Величина коефіцієнта фільтрації, отримана за даними дослідної відкачки, є середньою для всієї товщі порід, охоплених дослідним кущем свердловин.

Для визначення коефіцієнта фільтрації за даними одиночних відкачок користуються формулами, за якими вираховують приплив води до колодязів (6.32) і свердловин (6.62), вирішивши їх відносно K_ϕ . При цьому радіус впливу можна прийняти для пісків крупних рівним 500 м, для пісків середньої крупності – 150–100 м, для пісків дрібних – 75–50 м, для пісків пилуватих і супісків – 30–20 м. Невелика неточність у визначенні радіуса впливу не дуже вплине на розрахунок, оскільки цей параметр входить до формули під знаком логарифму.

Коефіцієнт фільтрації визначається за такими формулами:

а) для безнапірних вод:

$$K_\phi = 0,732Q \frac{\lg R - \lg r}{S(2H - S)}; \quad (6.81)$$

б) для напірних вод:

$$K_\phi = 0,366Q \frac{\lg R - \lg r}{mS}. \quad (6.82)$$

За наявності двох спостережних свердловин (рис. 6.23) коефіцієнт фільтрації визначається за формулами:

а) для безнапірних вод (рис. 6.23, а) на ділянці центральна (u) – перша спостережна ($1c$) свердловини:

$$K_{\phi u-1c} = 0,732Q \frac{\lg l_1 - \lg r}{(2H - S - S_1)(S - S_1)}, \quad (6.83)$$

на ділянці між спостережними свердловинами ($1c$ та $2c$):

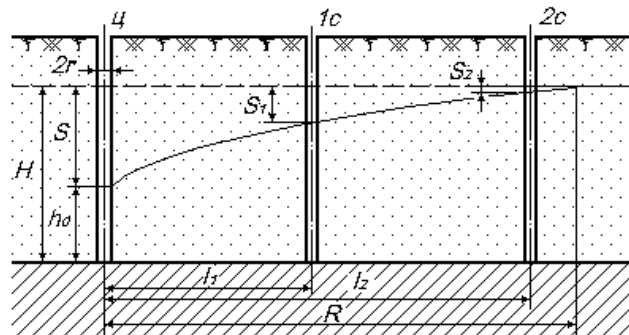
$$K_{\phi 1c-2c} = 0,732Q \frac{\lg l_2 - \lg l_1}{(2H - S_1 - S_2)(S_1 - S_2)}. \quad (6.84)$$

Інколи аналогічно визначають K_ϕ ще і на проміжку між центральною і другою спостережною свердловинами. З отриманих двох або трьох значень коефіцієнта фільтрації знаходять середню величину, приймаючи її за істинну;

б) для напірних вод (рис. 6.23, б) визначення проводять аналогічно:

$$K_{\phi u-1c} = 0,366Q \frac{\lg l_1 - \lg r}{m(S - S_1)}, \quad (6.85)$$

$$K_{\phi 1c-2c} = 0,366Q \frac{\lg l_2 - \lg l_1}{m(S_1 - S_2)}. \quad (6.86)$$



а

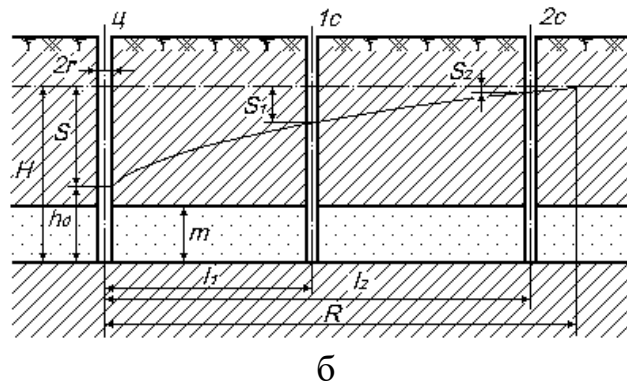


Рис. 6.23. Схема кущових відкачок з *а* – безнапірних вод; та *б* – напірних вод

Як правило, дослідні відкачки проводять за декількох знижень рівня.

За глибокого залягання підземних вод доцільніше замість відкачок проводити *нагнітання* води у свердловини, або *наливи* її в шурфи.

Під час дослідних нагнітань, у свердловинах, а також на деякій відстані від них рівні підземних вод підвищуються. Знаючи витрату води в процесі нагнітання і величину підвищення її рівня в дослідній і спостережних свердловинах, можемо вирахувати коефіцієнт фільтрації за тими ж формулами, що і для дослідних відкачок, підставивши в формули замість величин зниження, відповідні величини підвищення рівня.

Налив води в шурф за *способом Болдирева* застосовують для визначення водопроникності верхніх шарів порід. Воду в шурф подають у такій кількості, щоб над дном рівень її складав близько 10 см. Розділивши об'єм профільтрованої води на час, отримують витрату води. Коефіцієнт фільтрації знаходять за формулою

$$K_{\phi} = \frac{Q}{F}, \quad (6.87)$$

де Q – витрата води, м³/добу; F – площа поперечного перерізу шурфа, м².

Точніші результати дає спосіб, що ґрунтується на застосуванні *приладу ПВН* (прилад водопроникності Нестерова). Прилад складається з двох кілець, які вдавлюються в породу на дні шурфа, або *закопушки* (закопушка – гірничавиробка, призначена для виявлення порід, що залягають безпосередньо під ґрунтово-рослинним шаром на глибині до 0,5 м). Прилад ПВН застосовується для визначення коефіцієнта фільтрації у слабоводопроникних породах (супісках, суглинках).

Інфільтрація води по краях потоку розходиться у вигляді віяла (рис. 6.24). Через це неможливо точно визначити площу фільтрації. В центральній частині потоку вода фільтрується вертикально. Допускаємо, що поперечний переріз інфільтраційного потоку із внутрішнього кільця дорівнює його площі. Підтримуючи однакові рівні води в обох кільцях, визначаємо сталу витрату з ємності, з якої інфільтрується вода із внутрішнього кільця.

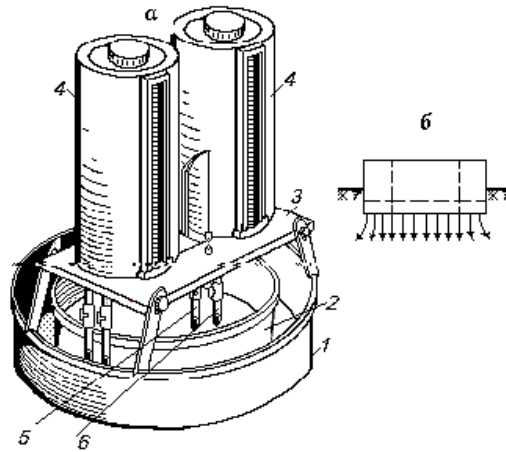


Рис. 6.24. Схема водопроникності приладу Нестерова:
a – загальний вигляд; *б* – схема шляхів фільтрації з кільце; *1* – зовнішнє кільце; *2* – внутрішнє кільце; *3* – штатив; *4* – ємності з водою; *5* – трубка для подачі води; *б* – повітряна трубка

Розрахунок коефіцієнта фільтрації проводиться за формулою

$$K_{\phi} = \frac{Q}{F(H_k + h + l)}, \quad (6.88)$$

де Q – величина сталої витрати, м³/добу; F – площа внутрішнього кільця, м²; H_k – величина капілярного тиску в метрах, яка приймається залежно від складу породи:

- пісок крупний – 0,01;
- пісок середньої крупності – 0,01–0,02;
- пісок дрібний – 0,02–0,03;
- супісок – 0,03–0,05;
- суглинок – 0,05–0,10;

h – висота шару води в кільцях, м; l – глибина просочування води, м, яка визначається бурінням після закінчення досліду.

В практичній діяльності часто доводиться мати справу з *геологічно неоднорідними* товщами, які складаються з шарів із різними коефіцієнтами фільтрації (рис. 6.25).

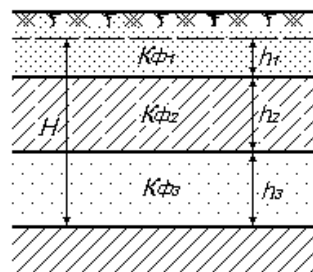


Рис. 6.25. Схема визначення K_{ϕ} неоднорідної товщі

Для визначення середнього коефіцієнта горизонтальної фільтрації ($K_{\phi c}$) користуються виразом

$$K_{\phi c} = \frac{K_{\phi 1} h_1 + K_{\phi 2} h_2 + K_{\phi 3} h_3}{h} = \frac{K_{\phi 1} h_1 + K_{\phi 2} h_2 + K_{\phi 3} h_3}{H}. \quad (6.89)$$

Визначення радіуса впливу (місцевої лійки депресії) проводять на основі емпіричних формул і польових досліджень.

Серед емпіричних формул найчастіше застосовуються залежності Кусакіна:

– для безнапірних вод:

$$R = 1,95 S \sqrt{HK_{\phi}}, \text{ м}; \quad (6.90)$$

– для напірних вод:

$$R = 3000 S \sqrt{K_{\phi}}, \text{ м}. \quad (6.91)$$

Визначення радіуса депресії свердловин за результатами дослідних відкачок проводять аналітичним або графічним способами. *Аналітично* – за формулами 6.37 та 6.62 відносно R .

Графічний спосіб. За даними відкачки в масштабі будують розріз і продовжують (екстраполюють) депресійну криву за межами крайньої спостережної свердловини (рис. 6.23). Вимірявши відстань від центральної свердловини до R , одержують величину радіуса впливу.

Несталий рух. Всі наведені формули виведені для умов сталого руху підземних вод. Вони є досить простими, але несуть у собі значні неточності. Ними можна користуватись лише у випадку відсутності більш точних даних. У гідрогеологічній практиці умови сталого руху води зустрічаються надзвичайно рідко. Існує багато рівнянь для розрахунків параметрів водоносних горизонтів із несталим рухом води.

Американський гідрогеолог Тейс запропонував для розрахунків гідрогеологічних параметрів за несталого руху напірних вод застосовувати формулу

$$S = \frac{Q}{4\pi K_{\phi} m} \ln \frac{2,25at}{r^2}, \quad (6.92)$$

або, якщо перейти до десяткових логарифмів та позбавитись π :

$$S = \frac{0,08Q}{K_{\phi} m} \lg \frac{5,18at}{r^2}, \quad (6.93)$$

де S – пониження напору в радіусі r від свердловини, м; Q – стала витрата підземних вод, м³/добу; K_{ϕ} – коефіцієнт фільтрації, м/добу; m – товщина водоносного горизонту, м; a – коефіцієнт *п'єзопровідності*, м²/добу; t – час після початку відкачки, в добах.

Коефіцієнт *п'єзопровідності* символізує швидкість поширення падіння напору в напірному водоносному горизонті під час відкачки. Він визначається за формулою

$$a = \frac{K_{\phi} m}{\mu}, \quad (6.94)$$

де μ – коефіцієнт водовіддачі.

Рівняння 6.93 використовується для розрахунку величини пониження, коефіцієнта фільтрації, потужності водоносного горизонту або коефіцієнта п'єзопровідності за відомих усіх інших параметрів.

Рівняння Тейса можна застосовувати і для безнапірних вод у такому вигляді:

$$S(2H - S) = \frac{Q}{2\pi K_\phi} \ln \frac{4at}{1,78r^2}, \quad (6.95)$$

або

$$S(2H - S) = \frac{0,16Q}{K_\phi} \lg \frac{5,17at}{r^2}, \quad (6.96)$$

де H – товщина безнапірного водоносного горизонту, м; a – коефіцієнт п'єзопровідності, котрий визначається за рівнянням:

$$a = \frac{K_\phi h_c}{\mu}; \quad (6.97)$$

$$h_c = \frac{H + h_0}{2}, \quad (6.98)$$

де h_0 – висота стовпа води в свердловині під час пониження рівня, м; h_c – середня величина між товщиною водоносного горизонту і висотою стовпа води в свердловині.

Рівняння 6.96 також рекомендується для визначення будь-яких параметрів, зазначених у ньому.

Серед існуючих методів визначення коефіцієнта фільтрації значне місце посідають *експрес-методи*. За допомогою експрес-відкачок і експрес-наливів можна досить швидко і достатньо точно отримати дані про величину коефіцієнта фільтрації. В основному експрес-методи застосовуються під час дослідження фільтраційних характеристик порід із відносно невисокою проникністю ($0,01 \leq K_\phi \leq 5$ м/добу). Породи з вищою проникністю досліджувати важко через те, що не вдається точно вести спостереження за встановленням рівня води в свердловині після короткочасного пониження.

Розглянемо досить поширену в гідрогеологічній практиці експрес-відкачку з незакріпленої свердловини, яка широко застосовується в перезволожених районах.

За добу до проведення дослідження тарілчастим буром або звичайною лопатою проходиться виробка округлої форми з постійним діаметром (рис. 6.26). Виробку проходять на максимальну глибину, за якої можливо забезпечити стійкість стінок від опливання та обвалювання. Ця глибина повинна бути як мінімум на 40–60 см нижчою від статичного рівня води.

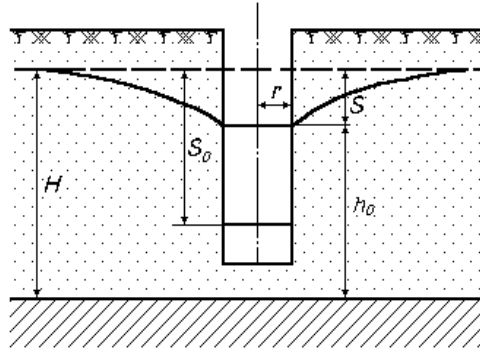


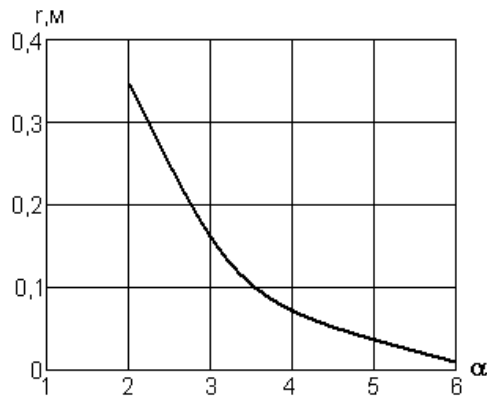
Рис. 6.26. Схема експрес-відкачки

Наступного дня із свердловини відкачують або вичерпують воду майже до дна і після цього проводять спостереження за відновленням рівня води. Спочатку рівень заміряють через 2–5 хв, а в кінці досліду – через 20–30 хв. В результаті спостережень визначають залежність відновлення рівня води h_0 від часу.

Розрахунок проводять за формулою Кожанова:

$$K_{\phi} = \frac{\alpha(H-r)}{H^2 - \Delta t} r^2 \lg \frac{S_0}{S}, \quad (6.99)$$

де α – коефіцієнт фільтрації, котрий залежить від радіуса виробки і визначається за графіком (рис. 6.27); H – потужність водоносного горизонту, м; r – радіус виробки, м; t – час, у добах, за який відбулось відновлення рівня води від S_0 до S .

Рис. 6.27. Графік для визначення коефіцієнта фільтрації (α)

Якщо використовувати дані відновлення рівня в межах $0,2-0,8S_0$, то результати цього експрес-методу, порівняно з кущовою відкачкою, дають похибку до 20 %. Така точність є високою, зважаючи на те, що результати отримуються швидко і з малими матеріальними витратами.

6.4. РЕЖИМ І БАЛАНС ПІДЗЕМНИХ ВОД

6.4.1. Режим підземних вод

Під режимом підземних вод розуміють короточасні, сезонні, багаторічні та вікові зміни рівнів і напору, витрат, хімічного і газового складу, температури та інших якісних і кількісних показників параметрів підземних вод. У відповідності з цим говорять про *рівневий, температурний, сольовий* режими тощо. Основними факторами, які зумовлюють режим підземних вод, є: геологічна будова, яка визначає літологічний склад водоносного горизонту, умови його залягання, живлення і дренажу; геоморфологічні особливості, а також клімат; біосферний та антропогенний вплив.

Всі перераховані фактори діють повсюди, але роль кожного з них на різних територіях є неоднаковою. Наприклад, вплив клімату на режим підземних вод у спекотних пустелях виражається в переважанні випаровування над іншими кліматичними елементами. У полярних регіонах вирішального значення набувають низька температура і велика вологість повітря, які суттєво знижують випаровування.

Природний режим підземних вод часто не відповідає потребам господарської діяльності людини, що викликає необхідність зміни його в той чи інший бік. У зоні надлишкового зволоження головні зусилля людини направлені на зниження рівня ґрунтових вод. У зоні недостатнього зволоження, де в землеробстві застосовується зрошення, зусилля з регулювання підземних вод направлені на утримання рівня ґрунтових вод на певній глибині від поверхні.

В наш час різні галузі народного господарства зацікавлені в регулюванні режиму підземних вод. Тому при Міністерстві геології України створена мережа гідрогеологічних режимних станцій. Тут, у спеціальних свердловинах, ведуться спостереження за рівнями підземних вод, вивчаються їхні хімічні та інші параметри. Режим підземних вод залежить від впливу природних та господарських факторів. До *природних* належать кліматичні (температура, кількість опадів, об'єми випаровування тощо), *гідрологічні* (коливання рівнів річок, озер та боліт, морські припливи та відпливи), *біологічні* (транспірація), *геологічні* (сучасні сейсмічні явища) та інші фактори. *Господарські фактори* проявляються у штучному зрошенні і осушенні земель, видобуванні підземних вод, будівництві водосховищ, штучному поповненні запасів підземних вод, підземному захороненні промислових стоків, впливі шахтних вод тощо.

Режими підземних вод, які визначаються лише природними факторами, називаються *природними*, а режими, які обумовлені одночасно природними та господарськими факторами, називають *порушеними*.

За часом виявлення змін рівня та інших елементів режиму підземних вод розрізняють *короточасний, добовий, сезонний, річний, багаторічний та віковий* режими.

Природні режими підземних (в основному ґрунтових) вод залежно від діючих факторів дещо умовно поділяють на кліматичний, гідрологічний та комплексний.

Кліматичний режим. Під впливом кліматичних факторів змінюється співвідношення між живленням і витратою підземних вод. Якщо переважає живлення, то відбувається підняття рівня ґрунтових вод, а якщо переважає витрата – відбувається зниження рівня. Ґрунтовим водам, які характеризуються кліматичним типом режиму, властиве живлення за рахунок атмосферних опадів. Оскільки інфільтраційне живлення залежить не лише від кількості атмосферних опадів і розподілу їх за сезонами року, але і від випаровування, масштабів та теплового режиму зони аерації, то характер коливання рівня ґрунтових вод може бути різним. Чим меншою є глибина залягання ґрунтових вод і вищою водопроникність зони аерації, тим більше атмосферних опадів досягає водоносного горизонту, тим швидше відбувається підйом рівня ґрунтових вод.

Кліматичний режим властивий ґрунтовим водам вододільних просторів, широких алювіальних рівнин, гірських масивів. Характерним для нього є зв'язок багаторічних коливань рівня зі зміною кліматичних факторів.

Гідрологічний режим зумовлений впливом поверхневих водойм і водотоків. Вплив річок на режим ґрунтових вод має різний характер. За наявності гідравлічного зв'язку між ними з підйомом води в річці рівень вод підвищується і навпаки. Ширина зони впливу річок на режим ґрунтових вод залежить від величини витрат води в річці та висоти і тривалості рівня повені, амплітуди змін її рівнів, від геологічної будови берегів і параметрів водоносних горизонтів. Вплив інших водойм на режим гідравлічно пов'язаних із ними ґрунтових вод аналогічний до впливу річок.

Морські припливи та відпливи спричиняють у приморських районах помітні коливання рівнів підземних вод, що простежуються вглиб суші до 10–15 км від лінії моря.

Режим підземного притоку характерний для тих територій, де на підземні води впливають припливи з області живлення. Цей режим є типовим для периферії конусів виносу та передгірських шлейфів, де ґрунтові та напірні води майже синхронно (з деяким запізненням) повторюють коливання витрат річок.

За неглибокого залягання ґрунтових вод, окрім гідрологічних процесів і підземного притоку, на їх режим впливають кліматичні та біологічні умови. За одночасного впливу усіх цих факторів приблизно рівною мірою формується комплексний режим ґрунтових вод із досить різноманітними формами коливання рівня.

Порушені режими підземних вод мають місце під час будівництва водосховищ, на зрошуваних та осушуваних площах, у районах водозабірних свердловин, на площах штучного поповнення підземних вод, в районах вугільних шахт, промислових кар'єрів, на забудованих площах тощо.

Режими різних за умовами залягання підземних вод дуже відрізняються один від одного.

Режим верховодки. Верховодка знаходиться в зоні аерації найближче до поверхні і значною мірою залежить від загальнокліматичних умов. Тому режим верховодки характеризується швидкими змінами і розглядати його потрібно не лише у зв'язку з геологічною будовою, а разом зі складом ґрунтів, рослинністю, метеорологічними умовами, особливостями рельєфу тощо.

Режим ґрунтових вод обумовлюється різними факторами. Коливання температури ґрунтових вод можуть бути значними, що залежить від глибини залягання дзеркала ґрунтових вод. За неглибокого залягання ґрунтові води зазнають добових коливань температури, а за глибокого – основний вплив мають сезонні коливання температури.

Дослідження режиму коливань температури води дає можливість виявити генезис ґрунтових вод. Так, живлення ґрунтових вод від поверхневих водойм веде до того, що коливання *температури* поверхневих і ґрунтових вод є синхронними. Якщо ж у літній період з підвищенням температури повітря температура ґрунтових вод підвищується не суттєво, то це свідчить про живлення їх також і за рахунок нижніх горизонтів.

Коливання *рівня* ґрунтових вод іноді можуть досягати протягом року декількох метрів. Існують різні причини коливання їх рівня. Насамперед на це впливають атмосферні опади, з якими, як правило, встановлюється тісний гідравлічний взаємозв'язок. Це може також бути і вплив атмосферного тиску: за підвищення його рівень ґрунтових вод падає і навпаки. На коливання рівня впливають і зміни температури, причому за підвищення температури повітря за інших рівних умов рівень води в колодязях зростає, а за пониження – падає, а також розтавання снігу, морські припливи та відпливи, зміни рівнів води у водоймах і штучних водозаборах.

Зміни *хімічного складу* ґрунтових вод у деяких випадках можуть бути досить значними і пов'язані з забрудненням їх стічними водами різного походження.

Напірні або артезіанські води характеризуються відносно постійним режимом. Під впливом кліматичних і гідрологічних факторів п'езометричний рівень їх практично не змінюється в часі. Значні зміни п'езометричних рівнів можуть бути зумовлені діяльністю водозаборів, відкачкою води під час видобування корисних копалин, скиданням пластових вод у гідрогеологічні структури тощо.

Режим тріщинних і карстових вод. Ці води характеризуються вкрай непостійним режимом – різке підвищення рівня може змінюватись таким же різким його падінням. В посуху джерела таких вод можуть зовсім зникати. Режим тріщинних і карстових вод дуже залежить від кліматичних факторів, тріщинуватості та закарстованості порід.

6.4.2. Баланс підземних вод

Балансом підземних вод називають співвідношення кількості води, яка поповнила запаси підземних вод, з кількістю води, витраченою з цих запасів за певний період часу.

В інженерній геології велике значення має баланс ґрунтових вод, бо саме ці води обумовлюють водноповітряний режим верхнього шару гірських порід (ґрунтів).

Баланс ґрунтових вод вивчають двома методами: *експериментальним* (за якого кожна складова балансу визначається безпосередньо вимірюваннями) і методом, який ґрунтується *на аналізі коливань рівнів водоносного горизонту*. Його визначають на балансових ділянках (площа яких складає до кількох десятків гектарів), що за своїми гідрогеологічними умовами є характерними для усього будівельного масиву.

Основними *складовими* елементами балансу ґрунтових вод є: атмосферні опади, які інфільтруються крізь зону аерації; фільтрація води з поверхневих водотоків та водойм; штучні заходи (обводнення, зрошення тощо); приток напірних вод із підстилаючих горизонтів; висхідне розвантаження тріщинних вод; конденсація пари води в зоні аерації та інші фактори.

Основними *витратними* елементами балансу ґрунтових вод є: випаровування із зони аерації; транспірація (всмоктування) води рослинністю; водозабори та дренажні споруди; інфільтраційне живлення залягаючих нижче безнапірних водоносних горизонтів і нисхідних джерел.

Загальна зміна ресурсів ґрунтових вод на певній території дорівнює сумі усіх елементів водного балансу (припливних – зі знаком «+» та витратних – зі знаком «-»).

Контрольні запитання до розділу 6

1. Що таке коефіцієнт фільтрації?
2. Як розраховується коефіцієнт фільтрації у геологічно неоднорідній товщі?
3. Що називається напірним градієнтом?
4. Наведіть математичне відображення закону Дарсі.
5. Що описує рівняння Шезі–Краснопольського?
6. Що таке гідроізогіпса та для чого вона використовується?
7. Якими методами визначають швидкість руху підземних вод?
8. Наведіть схему та розрахунок для плоского ґрунтового потоку підземних вод.
9. Наведіть розрахунок та схему припливу ґрунтових вод до досконалої свердловини.
10. Наведіть розрахунок та схему припливу напірних вод до досконалої дрени.

11. Наведіть розрахунок та схему припливу напірних вод до досконалої свердловини.
12. Наведіть формули для підрахунку коефіцієнта фільтрації для напірних та безнапірних вод.
13. Наведіть формули для підрахунку радіуса впливу для напірних та безнапірних вод.
14. Що таке режим підземних вод?
15. Що таке баланс підземних вод?

РОЗДІЛ 7. ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ ТА ЇХ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ НАСЛІДКИ

Геодинамічні процеси відбуваються у різних геосферах Землі. У приповерхневій частині літосфери вони обумовлюють зміщення, руйнування, розмиви та інші явища, що мають негативні інженерно-геологічні наслідки. Геодинамічні процеси обов'язково досліджуються під час інженерно-геологічної зйомки, вишукувань та інших робіт, пов'язаних із проектуванням, будівництвом та захистом від природних небезпек різних споруд. Джерела їх енергії можуть бути як *ендогенними*, так і *екзогенними*.

7.1. ГРАВІТАЦІЙНІ ПРОЦЕСИ НА СХИЛАХ

Схили можуть бути природними, що утворилися внаслідок дії сил внутрішньої та зовнішньої динаміки Землі, і штучними, створеними в результаті інженерної діяльності людей. До штучних схилів належать відкоси насипів, дамб, виїмок, борти кар'єрів і таке інше. За певних умов гірські маси, що утворюють схил або укис, можуть втрачати стійкість і зміщуватися вниз.

Розрізняють три основні види таких зміщень: обвали, осипи, зсуви.

7.1.1. Обвали та осипи

Обвали виникають на порівняно крутих схилах з ухилом понад 25–30°. Це є характерним для гірських місцевостей, де пласти порід зібрані у складки. Виникненню обвалів сприяє тріщинуватість порід, що складає схил, а також рух льодових і снігових мас та інші причини. Залежно від крутизни розрізняють схили небезпечні, коли обвали можуть відбуватися за наявності у геологічному приповерхневому розрізі водоносних горизонтів, і безпечні – на яких не виникає обвалів навіть за будь-яких умов.

Обвали відбуваються під дією поштовху, викликаного як екзогенними (буревії, зливи), так і ендегенними (землетруси) явищами. Так, наприклад, сильний землетрус у Карпатах призвів до обвалу скель, що загатили долину гірського потоку, утворивши на Закарпатті на висоті 989 м над рівнем моря найбільше гірське озеро в Україні – Синевир площею 7 га і глибиною до 24 м. А у Кримських горах обвал на г. Демерджі у 1896 р. призвів до величезних руйнувань і людських жертв.

Одним із різновидів обвалу є вивал.

Вивал – обвалення окремих брил і каменів і з скельних порід в укосах виїмок, напіввиїмок і прямовисних схилів.

Вивали принципово відрізняються від обвалів тим, що уламки падають вільно, не ковзаючи по схилу. Вивали виникають найчастіше в крупнозернистих породах із великою кількістю слюди та вивітрілих польових шпатів або в породах із яскраво вираженою шаруватістю.

Осип – різновид обвалу, що є процесом пересування незв’язної маси дрібних уламків гірської породи вниз по схилу. Великі осипи є характерними для ухилів, які складені глинистими сланцями, мергелями, тонкорозшарованими пісковиками та іншими слабкосцементованими осадовими і уламковими породами, що легко піддаються вивітрюванню. Осипи часто утворюються у вигляді шлейфу або конуса поблизу полотна дороги (з нагірного боку). Передвісниками обвалу є розширення існуючих і поява нових тріщин, що супроводжується глухим шумом, тріском, іншими звуковими ефектами.

7.1.2. Зсуви

Зсуви є результатом ковзання гірських мас по схилах на змоченому водою водотривкому шарі порід. Виникають вони під дією сили тяжіння. Для зсувів характерним є те, що більшість точок маси, що зміщується, рухається за траєкторією, паралельною до водотривкої поверхні.

Зсуви займають проміжне положення між іншими видами зміщень гірських мас по схилах. У певних геологічних, гідрогеологічних і інженерно-геологічних умовах вони легко переходять у обвали та осипи.

Для виникнення і розвитку зсувів потрібні деякі параметри, серед них найбільше значення мають: висота, крутизна і форма схилів, геологічна будова зсувної ділянки, властивості порід, гідрогеологічні умови.

Головними причинами зсувів слід вважати три групи факторів:

- 1) зміна зовнішньої форми і висоти схилу;
- 2) зміна структури і послаблення фізичних властивостей порід, що складають схил, за рахунок процесів вивітрювання, зволоження підземними, дощовими, талими і господарськими водами, за рахунок механічного винесення часток текучою водою і виникненням у породі порожнин (суфозія);
- 3) додатковий тиск на породи, які складають схил, за рахунок: гідродинамічного тиску під час фільтрації води у бік схилу, гідростатичного тиску води в тріщинах і порах породи; штучного статичного і динамічного навантаження на схил, а також сучасних тектонічних і сейсмічних явищ.

Таким чином, умови і причини виникнення зсувів є різноманітними. При цьому слід пам’ятати, що кожен випадок утворення зсуву може бути одночасно пов’язаним із декількома причинами.

Одним із факторів, що визначає стійкість схилу і характер можливих зміщень, є його будова. Схили можуть бути утворені як однорідними породними масами, так і слоїстими нашаруваннями, які є різними за складом.

Маса гірської породи, що зміщується під час зсування, має назву *тіло зсуву*. Поверхня, по якій відбувається зміщення, має назву *поверхня скозання*, або *поверхня зсуву*. Місце виходу поверхні скозання на поверхню схилу або на поверхню біля її підніжжя має назву *підосва зсуву* (рис. 7.1).

Порушення стійкості схилу може бути обумовлене різними причинами. Це, в першу чергу, тектонічні процеси, денудація, діяльність поверхневих та підземних вод, а також інженерна діяльність людей.

Тектонічні процеси порушують структуру схилу. У скельних породах, що складають схил, утворюються тріщини. За таких умов окремі блоки гірських порід можуть бути нестійкими і сповзати вниз, утворюючи обвал.

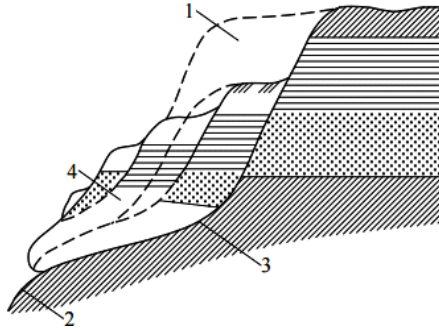


Рис. 7.1. Загальний вигляд зсуву: 1 – зсувний цирк; 2 – підшошва зсуву; 3 – поверхня ковзання; 4 – тіло зсуву (за М. Зоценком, 2005)

Процеси вивітрювання руйнують скельні породи. Вивітрілі маси сповзають униз, утворюючи осипи.

Поверхневі води підмивають схили. Внаслідок підмиву у підшошві схилу утворюється западина, над якою нависає схил. З часом тут може утворитися *тріщина відколу*, по якій гірська маса зміщується вниз.

Підземні води також руйнують схили. Вони насичують породи вологою і тим самим роблять їх пластичними, обумовлюючи появу так званих *пливунів*.

Інженерна діяльність людей сильно впливає на формування зсувів. Зокрема, розробка кар'єрів створює штучні схили, стійкість яких обумовлюється тими ж законами, що і стійкість природних схилів.

Іноді в основі утворення зсувів лежить комплексна дія декількох причин. При цьому порушення стійкості схилу відбувається у більш складних умовах.

Існує багато різних класифікацій зсувів: за структурою, за характером захоплення схилу, за гідрогеологічними характеристиками, за віком і т. ін.

Класифікація зсувів за віком і фазами розвитку:

1. Сучасні – утворилися за сучасного базису ерозії і рівня абразії:

- а) рухливі;
- б) що призупинилися;
- в) що зупинилися;
- г) що закінчилися.

2. Давні – утворилися за іншого базису ерозії та рівня абразії:

- а) відкриті (нічого, окрім ґрунту, на поверхні не мають);
- б) поховані (що є перекритими більш пізніми відкладеннями).

Більшість зсувних схилів можна поділити на дві групи:

- штучні відкоси насипів, кар'єрів, виїмок та котлованів, що утворюються за одночасного порушення рівноваги;
- що утворюються за послідовного виникнення низки етапів порушення рівноваги у гірському масиві (рис. 7.2):

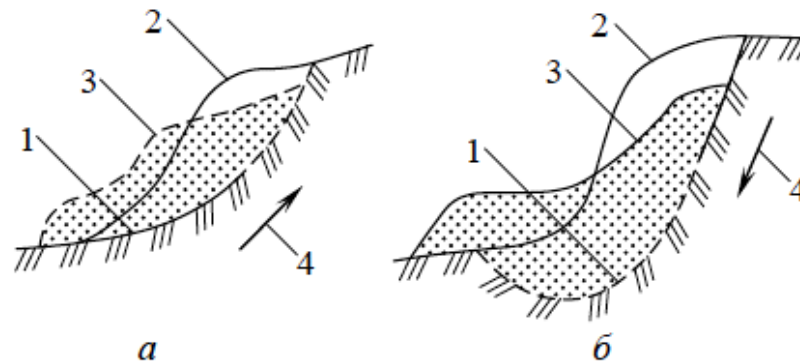


Рис. 7.2. Класифікація зсувів: *а* – деляпсивний; *б* – детрузивний; 1 – підошва зсуву; 2 – схил до зсуву; 3 – схил після зсуву; 4 – напрямок утворення поверхні ковзання (за М. Зоценком, 2005)

- а) прогресивні – що зростають у бік руху (*детрузивні* зсуви);
- б) регресивні – що ростуть у бік, протилежний до напрямку руху (*деляпсивні* зсуви).

7.2. ДИНАМІЧНИЙ ВПЛИВ ПІДЗЕМНИХ ВОД НА ГІРСЬКІ ПОРОДИ ТА БУДІВЕЛЬНІ СПОРУДИ

Підземні води, взаємодіючи з гірськими породами та фундаментами будівельних споруд, призводять до розвитку різних геодинамічних процесів, серед яких: суфозія, карст, пливуні, підтоплення та просідання будівель і споруд.

7.2.1. Суфозія та карст

Суфозія. Фізичне (механічне) руйнування гірських порід із вимиванням фільтраційними водними потоками часток мінеральної речовини різних розмірів і формуванням «механічного (фізичного) стоку», називається *суфозією*.

Сам суфозійний процес складається з трьох взаємопов'язаних етапів:

- 1) механічне руйнування твердої речовини;
- 2) перенесення продуктів руйнування;
- 3) перевідкладення мінеральних часток різного розміру фільтраційними потоками підземних вод. Останнє може відбуватися як у тріщинуватих і закарстованих масивах гірських порід, так і на земній поверхні. Наприклад,

коли підземні води виходять на схил, складений водопроникними ґрунтами, то можливе винесення мінеральних частинок, спочатку найдрібніших (суспензійних), а потім і більших. Після винесення дрібних часток швидкість руху води зростає і починається винесення часток більших розмірів. Внаслідок цього на схилі утворюється ніша, цілісність його порушується, що може призвести до виникнення зсуву (рис. 7.3).

Суфозійні явища великих масштабів і пов'язане з ними формування поверхневих депресій великого діаметра (до 100 м) відоме на терасах обох берегів ріки Сіверський Донець (Україна).

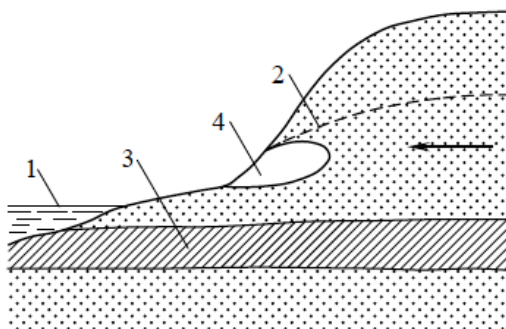


Рис. 7.3. Суфозія на схилі: 1 – рівень річкової води; 2 – рівень ґрунтової води; 3 – водотривкий пласт; 4 – ніша (за М. Зоценком та ін., 2005)

Механічний винос мінеральних часток із гірських порід відбувається за високих швидкостей підземного фільтраційного стоку і за підвищеного гідродинамічного тиску у водоносних товщах. Умовами виникнення суфозійного процесу є сукупність таких факторів, як:

- неоднорідність складу порід;
- високий гідравлічний градієнт фільтраційного потоку або певного гідродинамічного тиску у водовмісному шарі порід;
- винесення продуктів механічного руйнування із гірської породи (ґрунту).

Процеси суфозії, які значно поширені у природі, зазвичай відбуваються досить повільно (роки, десятки років). Вони можуть виникати як поблизу земної поверхні, так і в масиві гірських порід – як у межах одного пласта, так і на контакті двох пластів. Часто наслідком довготривалих суфозійних процесів є зсуви.

Суфозія може розвиватися у глибині масиву гірських порід без виносу їх часок на земну поверхню. Це так звана *підземна суфозія*. Процес відбувається за умов, коли відклади, що зазнають суфозії (піски, суглинки, леси), підстилаються закарстованими породами.

Суфозія обумовлює появу «фільтраційних деформацій» внаслідок просідання покрівлі гірських порід над ділянками значного за об'ємом виносу мінеральної речовини. Впливаючи на будівельні конструкції, суфозія призводить до послаблення та руйнування будівельних матеріалів і передусім – бетонних основ та цементної кладки.

Карст. Геологічний процес, пов'язаний із хімічною діяльністю природних (і в першу чергу – підземних) вод, що проявляється у хімічному розчиненні та вилуговуванні гірських порід із руйнуванням їх структури, утворенням у них порожнин різноманітних форм і розмірів та формуванням рідинного (хімічного) стоку, називається *карстом*.

Залежно від складу порід карст може бути *карбонатним* (вапняк, крейда, доломіт, мармур і т. ін.) та *соляним* (кам'яна та калійна сіль, гіпс, ангідрит).

Для розвитку карсту необхідні такі фізичні умови:

- хімічна агресивність підземних вод і газів;
- рівна або похила поверхня;
- значна товщина порід, що карстуються;
- низький рівень підземних вод.

Утворення карсту відбувається як завдяки інфільтраційним водам та атмосферним газам, так і водам глибоких горизонтів та ендегенним газам, висхідне розвантаження яких відбувається по тектонічних розломах. У процесі хімічної взаємодії вод із породами в останніх виникають порожнини – колодязі, галереї, тунелі і печери (рис. 7.4).

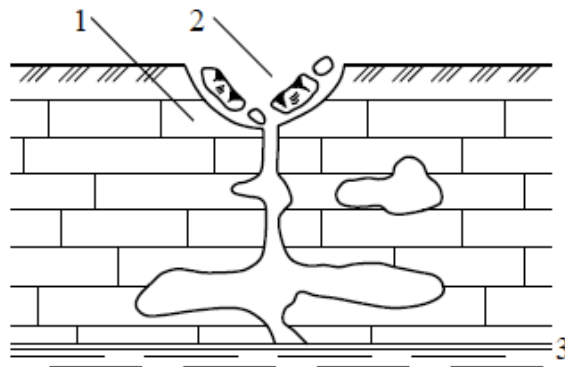


Рис. 7.4. Карстові порожнини у вапняках: 1 – вапняк; 2 – воронка; 3 – рівень карстових вод (за М. Зоценком та ін., 2005)

Зустрічаючи на шляху фільтрації водотриви, рухомі води накопичуються, утворюючи так звані карстові води. Нижче рівня карстових вод, вже насичених розчиненою речовиною, розчинення порід не відбувається.

Залежно від глибини карстових порожнин карст поділяється на *мілкий* та *глибокий*, а за часом утворення – на *молодий* та *древній*. За розвитком покривних відкладів у породах, що карстуються, розрізняють карст *відкритий* (без ґрунтового-рослинного покриву) та *закритий* (перекритий четвертинними утвореннями). Формування та розвиток закритого карсту відбувається майже виключно завдяки дії підземних вод, що вміщуються у водоносному горизонті, в породах якого спостерігається карстоутворення. Натомість відкритий карст утворюється за участю як підземних, так і інфільтраційних вод.

Хоча найхарактернішими для розвитку карстових процесів є низинні форми рельєфу, карст може утворюватися і на височинах. Прикладом

останнього є крейдяна скеля, на якій знаходиться Святогірська Лавра (25 км на північний схід від м. Слов'янськ). Процеси карстоутворення можуть бути як виключно карстовими (хімічними), пов'язаними з розчиненням та вилуговуванням порід, так і суфозійно-карстовими (фізико-хімічними), під час яких їх механічне руйнування супроводжується хімічною взаємодією дрібних продуктів руйнування з підземними водами. Розрізняють також ерозійний та змішаний карст.

За морфологічними ознаками виділяються такі форми карсту:

а) поверхневий – *епікарст* (карри, понори, воронки, улоговини, а також долини – сухі, сліпі, мішкоподібні);

б) підземний – *гіпокарст* (шахти, колодязі, галереї, печери та ін.).

Завдяки від'ємним тектонічним рухам карстові порожнини інколи занурюються на глибини у сотні метрів, як, наприклад, ущелина Жан-Бернар (Франція), що сягає глибини 1410 м.

Карстові форми, що утворилися у попередні геологічні епохи, наповнюючись водою та осадами і перекриті молодими породами та ґрунтами, перетворюються у *закритий, древній* карст.

У процесі карстоутворення хімічна взаємодія підземних вод із породами приурочена переважно до геохімічної зони гіпергенезу, яка відповідає гідрогеологічній зоні вільного водообміну. Тут відбуваються руйнування гірських порід шляхом хімічного вивітрювання з наступними перенесеннями (підземний хімічний сток) продуктів руйнування. Цей процес має назву *підземна хімічна денудація*. Основними її факторами є реакції йонного обміну між водою та породою, вилуження, розчинення, окислення, гідроліз. Ці процеси сприяють виносу речовин у водному розчині, маса яких є еквівалентною до маси гірських порід, що структурно змінюються або руйнуються. Безумовно, це також стосується основ і фундаментів будівельних об'єктів, на які впливає підземна хімічна денудація, основну роль у якій відіграє гідрогеологічний фактор.

Можливість виявлення приповерхневих карстових форм визначається за їх розмірами відносно до товщини шарів порід, що залягають вище.

Слід мати на увазі, що в межах зони аерації порівняно з тріщинами, а тим більше з похованими приповерхневими карстовими формами зростає роль повітряного заповнювача. Внаслідок цього карстові печери досить часто виділяються як ділянки підвищених електричних опорів.

Вивчення глибинних карстових порожнин можна проводити як із земної поверхні і гірських виробок, так із сусідніх доступних для спостереження карстових порожнин. Під час дослідження з поверхні землі використовують, головним чином, електричну розвідку методом опорів чи сейсмозвідку, а за дуже великих розмірів порожнин (із повітряним заповнювачем) також і гравірозвідку.

Крім співвідношення електричних параметрів заповнювача та оточуючої породи, можливості виділення карстових порожнин методами електророзвідки визначаються за їх розмірами. Порожнину, яка за своєю формою часто наближається до сфери і заповнена матеріалом, що проводить

електричний струм, можна відшукати на глибині, яка не перевищує величини двох її діаметрів.

Закарстовані зони чітко виділяються у розрізах свердловин на каротажних діаграмах, за якими інколи умовно вдається визначити коефіцієнт карстування. Зіставлення результатів геофізичних спостережень за декількома свердловинами, як і кореляція характерних аномалій, дають змогу встановити вертикальну зональність у розподілі карстових явищ. Для пошуку порожнин можуть бути використані також і мікроскопічні спостереження. У тих випадках, коли відстань від гірської виробки до порожнини є невеликою, спостерігаються аномальні значення швидкостей поширення пружних коливань.

Карст створює несприятливі для будівництва умови. Особливо великі труднощі виникають під час гідротехнічного будівництва. В цілому, боротьба з карстом полягає, з одного боку, у припиненні доступу поверхневих і підземних вод до товщі, на якій зводяться будівлі й споруди, а з іншого – у збільшенні міцності (стійкості) ґрунтів та зниженні їх водопроникності. Для припинення доступу поверхневих вод здійснюють регулювання стоку з відведенням його в потрібному напрямі. Для підвищення міцності і зниження водопроникності поліпшують різними методами властивості тріщинуватих розчинних водою скельних ґрунтів. При цьому проводять цементацію, глинізацію, бітумізацію, а для тимчасового поліпшення – заморожування ґрунтів.

7.2.2. Пливуни

Пливунами називають насичені водою ґрунти, які за певних умов переходять у текучий стан і набувають властивостей рідини. Утворення пливунів відбувається у пісках, супісках, а іноді й у суглинках та мулах.

Пливуни поділяються на псевдопливуни (несправжні) та істинні (справжні) пливуни.

Псевдопливунами називають такі ґрунти, що переходять у пливунний стан під впливом висхідного руху води. Такий рух можливий у місцях виходу на поверхню по розривних тектонічних порушеннях артезіанських вод або вод, які фільтруються з гребель і дамб, а також за відкритого водовідведення з котлованів. Висхідний тимчасовий рух надмірної води може виникати також і у товщах пісків після їх ущільнення, наприклад під час землетрусу. При цьому фундаменти будинків та споруд заглиблюються в них. Також можливе розрідження (опливання) затоплених ухилів, зроблених із піску земляних гребель, дамб, транспортних насипів у заплавах річок тощо.

Це можна проілюструвати таким чином: якщо через посудину, наповнену піском, пропускати знизу вгору воду, поступово збільшуючи напір, то за певного гідравлічного градієнта пісок переходить у зважений стан, що обумовлюється гідродинамічним тиском на окремі його частки. У

такий момент ці частки починають рухатися, через що пісок розпушується, а вагова гиря, поставлена на пісок, занурюється у нього.

Маючи значну водопроникність, несправжні пливуні добре віддають воду, тому за зниження гідравлічного градієнта вони швидко переходять із пливунного стану в стійкий.

Істинними пливунами називають ґрунти, які переходять у пливунний стан внаслідок порушення в них структурних тискотропно-коагуляційних зв'язків під впливом ударних і вібраційних навантажень, а також внаслідок зминання. Така якість справжніх пливунів пояснюється вмістом у них суспензійних органо-мінеральних частинок. Перехід у пливунний стан таких порід відбувається у випадку порушення їх природної структури за рахунок вібрації, гідродинамічного тиску, зволоження, за наявності зсувних зусиль. Органічно-мінеральні суспензії (високомолекулярні органічні сполуки, алюмоферизолі, гелі і колоїдно-дисперсні мінерали) утворюють гелеподібні системи, які внаслідок ударної та вібраційної дій переходять у суспензії, що й призводить до їх розрідження. Але через деякий час, після своєрідного «відпочинку», суспензії знову переходять у гелеподібний стан і порушені структурні зв'язки поновлюються. Такі перетворення називають тискотропією. Фільтраційний тиск у цьому процесі не має істотного значення. Оскільки більша частина води у справжніх пливуніах знаходиться у зв'язаному стані і видалити її важко, то переведення такого пливуніа в стійкий стан є складною проблемою.

Властивості справжніх пливунів сильно змінюються залежно від властивостей навколишнього середовища, бо на них впливає зміна концентрації водневих йонів та ємності їх поглинання. Висушування пливунів на повітрі призводить до утворення нетискотропних, щільних і водостійких порід.

Пливуні можуть виникати лише за сприятливих умов залягання пухких гірських порід, розкритих будівельними котлованами, гірничими виробками, буровими свердловинами, або внаслідок дії природних процесів (розмивання, сповзання порід тощо). За глибокого залягання таких порід прояви пливунності не спостерігаються.

Ознаки пливунів такі: велика щільність (1,8–2,2 т/м³), низька водопроникність ($k_f = 0,01 \dots 0,5$ м/добу), цементация мінеральних частинок під час висихання, утворення стійкої суспензії за скаламучення у воді.

В умовах непорушеного залягання типові справжні пливуні можуть бути основою будівель та споруд. Але їх наявність створює серйозні проблеми під час будівництва.

7.2.3. Підтоплення будівель та споруд

Підтоплення – інженерно-гідрогеологічний (геодинамічний) процес, який має прояви у певних умовах природного середовища (в тому числі і на міських територіях) внаслідок спільного впливу причин і факторів

природного і техногенного походження. При цьому за розрахунковий період часу відбувається збільшення вологості ґрунтів або підняття рівня ґрунтових вод до граничних значень, за яких порушуються умови будівництва й експлуатації будинків та споруд, відбувається пригнічення й загибель зелених насаджень, засолення і заболочування земель сільськогосподарського призначення та інші негативні явища.

Розвиток процесу підтоплення супроводжується зміною фізико-механічних властивостей ґрунтів, зменшенням їх несучої здатності та природного ґрунтового опору, активізацією небезпечних геодинамічних процесів (карст, зсуви, суфозія та ін.), що призводить до непередбачених деформацій будівель і споруд аж до їх руйнування.

Підтоплення призводить до зміни хімічного складу ґрунтових вод, забруднення поверхневих і підземних вод, деградації ґрунтового покриву. Підвищення агресивності ґрунтових вод щодо матеріалів будівельних конструкцій викликає їх корозію, і як наслідок, передчасне руйнування.

Основними природними умовами, в яких формується процес підтоплення, є наявність слабопроникних ґрунтів, розташування водотривких шарів відносно близько до земної поверхні, слабка дренажність територій. На міських територіях до природних факторів додається техногенний вплив, який призводить до активізації процесів підтоплення. Цей вплив обумовлений зміною відміток поверхні територій, що забудовуються, погіршенням природної дренажності, ефектом екранування потоків вологи тощо. Ознаки головних видів та причин підтоплення територій мають певну класифікацію (табл. 7.1).

Таблиця 7.1

Ознаки головних видів та причин підтоплення територій

Вид або причина підтоплення	Ознака (прикмета)
1	2
<i>Стале (постійне) підняття рівня ґрунтових вод</i>	Постійна тенденція порушення природної рівноваги у водному балансі території (в регіональному або локальному масштабі) та підняття рівня ґрунтових вод вище граничних глибин, які мають забезпечуватися на забудованих територіях
<i>Періодичні підняття рівня ґрунтових вод</i>	Тимчасове (багаторічне або сезонне) підтоплення територій міст і селищ міського типу, пов'язане з особливостями гідрогеологічного режиму або екстремальними атмосферними опадами, дощовими паводками, весняними повенями, дією техногенних факторів
<i>«Приховане» підтоплення</i>	Проявляється в зростанні вологості ґрунтів до рівня критичної вологості, в умовах зволоження ґрунтів та заглиблених конструкцій інфільтраційними і капілярними водами, що призводить до утворення біля поверхні тимчасового водоносного горизонту («верховодки»), а також внаслідок конденсації вологи під будівлями та непроникними покриттями (асфальт, бетон)

<i>Продовження таблиці 7.1</i>	
<i>1</i>	<i>2</i>
<i>Накопичення дощової (талої) води</i>	Наявність вологи на поверхні і в ґрунті на ділянках із малими ухилами, в замкнених низинах, в умовах неглибокого залягання ґрунтових вод, коли рівень вод виклинюється до поверхні, та на слабо водопроникних ґрунтах, коли біля поверхні формується тимчасовий водоносний горизонт ґрунтових вод
<i>Підняття рівнів води в водоймищах</i>	Підняття рівнів ґрунтових вод на прилеглих до водоймищ територіях міст і селищ міського типу внаслідок підпору ґрунтового потоку, зменшення ухилів його поверхні
<i>Фільтрація з водоймищ і каналів</i>	Підняття рівнів ґрунтових вод на територіях міст і селищ міського типу, прилеглих до водоймищ і каналів, у яких водна поверхня знаходиться вище природного рівня ґрунтових вод, формування «бані» розтікання ґрунтового потоку
<i>Зволоження ґрунтів</i>	Накопичення вологи в ґрунтах під покритими поверхнями, в основах фундаментів, замокання підвалин, комунікацій від конденсації вологи, техногенної інфільтрації і втрат води з водопровідних мереж
<i>Втрати з водонесучих мереж і комунікацій</i>	Наявність витоків із комунікацій, підтоплення фундаментів, формування «бані розтікання» вздовж трубопроводів, виклинювання рівня води до поверхні, швидкий підйом рівня ґрунтових вод після забудови території або введення в дію водоносних мереж
<i>Зрошення земель</i>	Підвищення рівня ґрунтових вод на територіях міст і селищ міського типу поблизу зрошувальних масивів
<i>Баражний ефект</i>	Штучне створення підпорів під час освоєння підземного простору. На міських територіях виникає внаслідок часткового або повного перекриття підземного потоку фундаментами, підвалами, комунікаціями, протифільтраційними екранами й іншими підземними спорудами. При цьому можуть створюватися небезпечні градієнти напорів підземних вод

Граничні значення вологості ґрунтів визначаються як такі, за яких подальше підвищення вологості призведе до неприпустимих змін властивостей ґрунтових основ і, як наслідок, виникнення загрози порушення стійкості споруд.

Граничні глибини залягання ґрунтових вод, які мають забезпечуватися на територіях міст і селищ шляхом вживання заходів інженерного захисту від підтоплення, приймають за умов, що висота капілярного підняття (Δh_k) найвищого обводненого шару ґрунту не перевищує 0,5 м, при тому, що на території відсутні карстові явища.

У випадках, коли висота капілярного підняття складає більше 0,5 м (у глинистих, суглинистих або інших слабо проникних ґрунтах):

- проектами передбачаються переривники капілярного підняття у вигляді піщаних або щебневих прошарків, подушок;

• якщо облаштування переривників є неможливим, рівні ґрунтових вод приймаються зі збільшенням на різницю ($\Delta h_k - 0,5$) м граничних глибин їх залягання (табл. 7.2).

Таблиця 7.2

**Граничні глибини залягання ґрунтових вод
для територій міст і селищ**

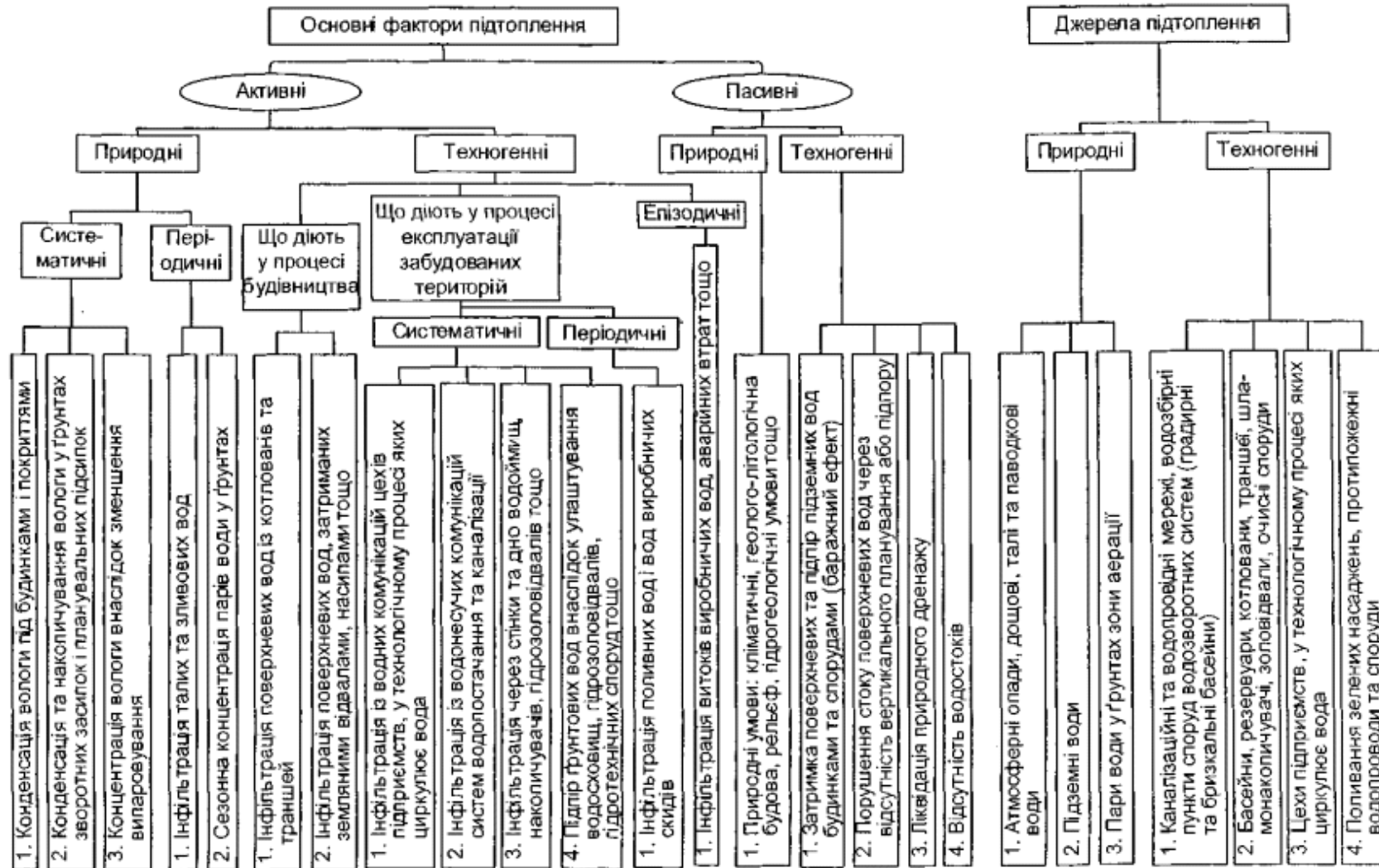
Призначення території	Гранична глибина до рівня ґрунтових вод, м	Примітки
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>
Багатоповерхова капітальна забудова:		
якщо глибина промерзання 0,7 м і більше	Не менше 2,0	Не менше 0,5 м від підшви фундаментів споруд
Якщо глибина промерзання менше 0,7 м	Не менше 1,5	
з підвальними приміщеннями	Від підлоги підвалів не менше 1,0	
із розвиненим підземним простором (підземні пішохідно-транспортні споруди, комунікаційні тунелі, колектори та канали)	Від підлоги заглиблених споруд не менше 0,5	
Малоповерхова садибна забудова	Не менше 1,5	Не менше за глибину промерзання
Вулиці, дороги, площі	Не менше 1,0	
Міжміські автошляхи в межах міст та селищ	Згідно з нормами будівництва автомобільних доріг	
Від низу трубопроводів питної води	Не менше 0,5	
Парки, сквери, зелені насадження	Не менше 1,0	Не менше за глибину нормального росту дерев*
Стадіони, спортивні майданчики, інші площинні споруди	Не менше 0,5	Необхідне локальне водозниження для капітальних споруд

* – Граничні значення глибин залягання ґрунтових вод, необхідні для нормального росту дерев: тополя – 0,4 м; сосна – 1,0 м; фруктові дерева – (1,0–1,5) м; береза – 1,5 м; для інших порід дерев – за спеціальними довідниками.

Висота капілярного підняття визначається за матеріалами інженерно-геологічних вишукувань або за аналітичними розрахунками.

Основні фактори підтоплення поділяються на активні та пасивні, які, у свою чергу, бувають природними та техногенними (табл. 7.3).

КЛАСИФІКАЦІЯ ПРИЧИН ТА ФАКТОРІВ ПІДТОПЛЕННЯ



7.2.4. Просідання у лесових ґрунтах

Просідання – процес ущільнення і деформації ґрунтів внаслідок зволоження. Тому *просадочними ґрунтами* називають ґрунти, для яких характерним є ефект «доущільнення». До таких ґрунтів належать: супіски, суглинки, деякі глини, що мають посадочні властивості. Процес супроводжується вертикальним зміщенням земної поверхні вниз – просіданням. Ця властивість для окремих типів порід є різною: у ґрунтах I типу вона проявляється лише під час змочування товщі водою, а у ґрунтах II типу – тільки у випадку, коли одночасно із замочуванням має місце вплив додатковий тиск від будівель та споруд.

Основною причиною руйнування структурних зв'язків у лесових породах є не розчинення, а послаблення (пом'якшення) природного цементу, що утворює такі зв'язки. Це явище має фізико-хімічну природу і пов'язане зі здатністю молекул води адсорбуватися на поверхні мінеральних часток. Проникаючи у найдрібніші тріщини цементу, молекули води виконують розклинюючу дію, розширюючи тріщини і поступово руйнуючи природний цемент.

Руйнування цементаційних зв'язків у лесових породах і розвиток просадкових явищ відбувається поступово.

Зовнішній результат перетворення структури лесових порід у процесі зволоження – просідання земної поверхні. Під час зволоження дощовими опадами і талими водами утворюються так звані степові блюдця: округлі або овальні пониження розмірами від кількох метрів до 50–100 м у поперечнику і завглибшки до 1–1,5 м. Інколи утворюються й більші за розмірами форми – *поди* (до 350–400 м у поперечнику і до 5–6 м завглибшки).

Основна форма просадкових явищ під час будівництва каналів і котлованів – утворення тріщин вздовж берегів із зануренням окремих терасоподібних уступів між паралельними рядами тріщин. У результаті їх береги набувають сучасного профілю. Ширина зон, що охоплені цими явищами, може сягати 80–100 м. Характерною ознакою є тріщини завглибшки до 5–7 м і завширшки до 1 м. Утворення просадкових тріщин вздовж берегів у більшості випадків супроводжується просіданням усього профілю водоймища на глибину до 2–2,5 м. Такі явища починаються через 1–2 дні після заповнення каналу або котловану водою і часто продовжуються протягом кількох років.

В Україні лесові ґрунти займають 65–70 % території – здебільшого на надзаплавних та вододільних терасах річок (рис. 7.5).

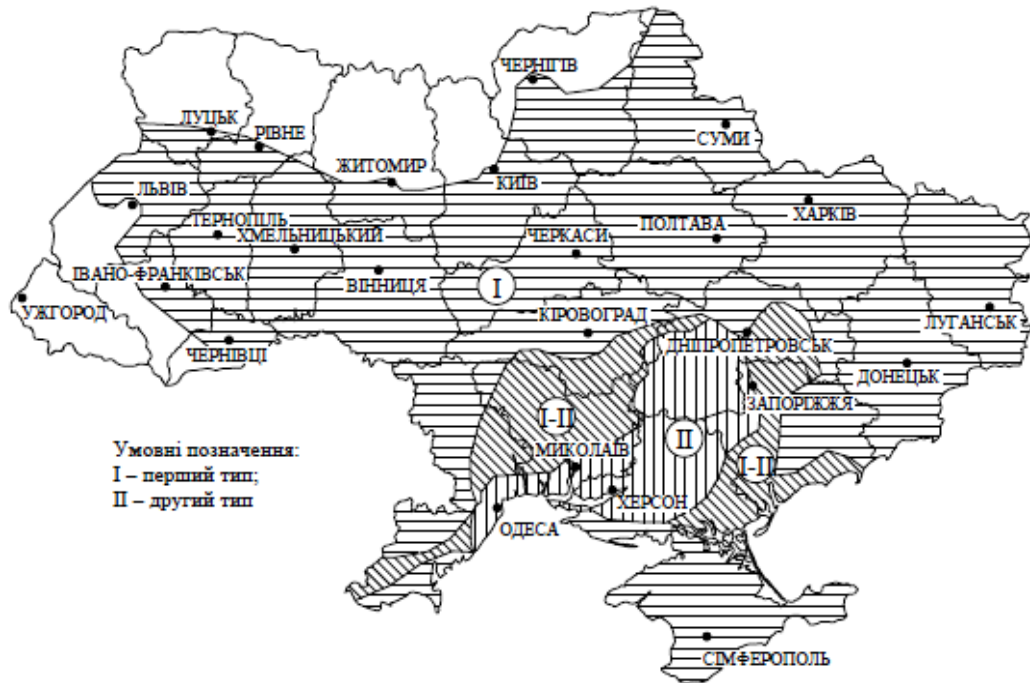


Рис. 7.5. Схема розміщення лесових ґрунтів в Україні за типом просадочності

Для лесових ґрунтів властиві: невелика щільність ($\rho = 1,25-1,55 \text{ т/м}^3$), низька вологість ($W = 0,1-0,2$), значна пористість (більш 50 %). Коефіцієнт водонасичення лесового ґрунту менший, ніж $S_r = 0,6$, хоча в деградованому стані цей показник може бути більшим. Показники механічних властивостей лесового ґрунту в природному стані та після зволоження дуже відрізняються.

7.3. СЕЙСМІЧНІ ЯВИЩА

Сейсмічні явища – це пружні коливання літосфери, що виникають внаслідок тектонічних напруг у земній корі або у верхній мантії. Результати їх проявляються у вигляді поштовхів – сейсмічних хвиль, які за видом деформацій поділяються на поздовжні та поперечні (рис. 7.6).

Поздовжні хвилі змушують коливатися частки порід у напрямку, що збігається з рухом хвилі. Поперечні хвилі поширюються в напрямку, перпендикулярному до напрямку руху поздовжніх хвиль. Швидкість і енергія поперечних хвиль є у 1,7 рази меншими, ніж у поздовжніх хвиль.

На контакті підземних пружних хвиль із землею поверхнею виникає новий вид коливальних рухів – так звані поверхневі хвилі, які призводять до деформацій поверхні Землі.

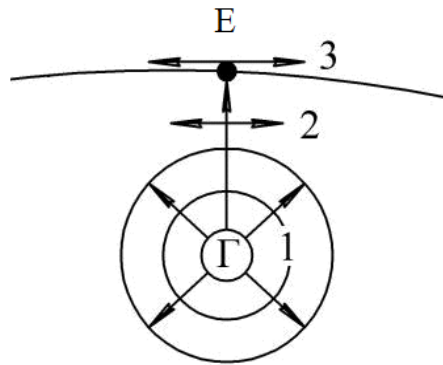


Рис. 7.6. Сейсмічні хвилі: 1 – поздовжні; 2 – поперечні; 3 – поверхневі; Г – гіпоцентр; Е – епіцентр

Якщо глибина залягання гіпоцентру коливається від 1 до 10 км, то такі сейсмічні явища називають поверхневими, від 30 до 50 км – коровими, а від 100 до 700 км – глибинними. Найбільш руйнівними є поверхневі сейсмічні явища.

Дія сейсмічних хвиль (поштовхів) та їх тривалість зазвичай обмежуються декількома секундами або хвилинами і рідко є довшою.

Струси земної кори сейсмічного походження як стихійне лихо займають друге місце після ураганів і тайфунів за величиною людських та матеріальних збитків.

Щорічно на земній кулі реєструється близько 100 тис. сейсмічних явищ, з яких близько 100 призводять до руйнувань, а у багатьох випадках і до катастроф.

Так, наприклад, 11 березня 2011 року в Японії було зафіксовано відразу два землетруси поспіль. Перші 9-бальні поштовхи трапилися на відстані 373 км від Токіо з осередком на глибині 24 км під поверхнею океану. Поштовхи викликали величезне цунамі з висотою хвиль у 10 м. Другий потужний поштовх стався з силою в 7,1 бала. За розрахунками сейсмологів, його епіцентр був на відстані в 505 км від столиці країни. Осередок цього землетрусу знаходився на глибині в 26 км. Цунамі накрило територію в 561 км². Половина затопленої території припала на префектуру Міягі. Більше ста тисяч людей залишилися без майна, а 15 тисяч 703 людини загинуло.

14 квітня 2016 року на японському острові Кюсю стався землетрус магнітудою 6,2, а 16 квітня він повторився з магнітудою 7,3 і забрав життя понад 40 осіб, а сотні – отримали травми.

Сейсмічні явища виникають як на суші, так і на дні океанів, тому серед них виділяють моретрясіння і землетруси.

За походженням землетруси поділяють на:

- *тектонічні* – обумовлені тектонічними силами земної кори. Вони і становлять переважну більшість землетрусів і характеризуються широкими площами та великою силою (високою бальністю);
- *вулканічні* – пов'язані з виверженням вулканів. Вони мають локальне поширення, але іноді досить велику силу;

- *денудаційні* (обвальні і провальні) – породжені падінням великих масивів гірських порід. Такі землетруси характеризуються локальним характером і порівняно невеликою силою;

- *техногенні* – пов'язані з діяльністю людини (заповнення водосховищ, гірничі роботи, підземні вибухи тощо).

Землетруси пов'язані в основному з Тихоокеанським та Середземноморсько-Індонезійським поясами. Основними сейсмічними районами України є Карпати та Крим, але потужні землетруси там не спостерігаються.

Землетруси реєструють за допомогою сейсмографів. Інтенсивність землетрусу на поверхні Землі оцінюється в балах. Для її визначення користуються спеціальними класифікаціями – шкалами сейсмічної інтенсивності. На сьогодні в Україні застосовують 12-бальну шкалу MSK-64. В ній використовують декілька ознак, головними з яких є: ступінь пошкодження будівель і споруд, залишкові явища в гірських породах, зміна режиму поверхневих і підземних вод, порушення рельєфу.

На основі матеріалів вивчення землетрусів складають сейсмічні карти. За допомогою сейсмічних карт можна одержати дані про сейсмічність (у балах) пункту, який нас цікавить. Отримані таким чином значення сейсмічності уточнюються з урахуванням геологічної будови і гідрогеологічних умов конкретного майданчика за допомогою карт сейсмічного мікрорайонування.

У табл. 7.4 наведено характеристику пошкоджень будівель та споруд під час землетрусів.

Таблиця 7.4

Характеристика пошкоджень будівель залежно від магнітуди землетрусів

Інтенсивність, бали	Характеристика пошкоджень будівель і споруд
1	2
6	У багатьох будинках – легкі пошкодження. У деяких будинках груп А, Б та В* – значні пошкодження. В окремих випадках – тонкі тріщини на дорогах
7	У більшості будівель групи А – значні пошкодження, а в окремих – руйнування. У більшості будівель груп Б та В – легкі пошкодження, а в окремих – значні. У багатьох будинках групи Г – легкі пошкодження, і у деяких – значні пошкодження. В окремих випадках – зсуви на крутих схилах насипів доріг, тріщини на дорогах та руйнування стиків трубопроводів. Пошкодження кам'яних огорож
8	У багатьох будинках групи А – руйнування, а в окремих – обвали. У більшості будівель груп Б та В – значні пошкодження, а в окремих – руйнування. Більшість будинків групи Г має легкі пошкодження, а у багатьох – значні пошкодження. Невеликі зсуви на крутих ухилах виїмок та насипів доріг. Окремі випадки розриву стиків трубопроводів. Руйнуються пам'ятники та кам'яні огорожі

Продовження таблиці 7.4	
1	2
9	У багатьох будинках групи А – обвали, у будинках груп Б і В – руйнування, а в окремих – обвали. У багатьох будинках групи Г – значні пошкодження, а в окремих – руйнування. В окремих випадках скривлення залізничних рейок і пошкодження насипів доріг. Багато тріщин на дорогах. Розриви та пошкодження трубопроводів. Пам'ятники і статуї перекидаються. Більшість труб і башт руйнується

* – Група А – одноповерхові будинки зі стінами з рваного каменю, цегли-сирцю, саману. Група Б – цегляні та кам'яні будинки. Група В – блочні та великопанельні будинки. Група Г – дерев'яні будинки.

7.4. ПЕРЕТВОРЕННЯ БЕРЕГІВ МОРІВ ТА ВОДОСХОВИЩ

Руйнівна робота моря проявляється в руйнуванні берегів хвилями прибою. Цей процес отримав назву *абразії*. Процес руйнування залежить від рельєфу поверхні, в якій формується береговий профіль.

При цьому головну роль відіграє ухил поверхні, бо саме він визначає характер витрат енергії хвиль. Якщо підводний схил має значну крутизну, то хвилі, проходячи над ним, порівняно мало витрачають свою енергію і досить інтенсивно впливають на породи надводної частини схилу. У цьому випадку руйнівна діяльність хвиль досягає свого максимуму і формується так званий *абразійний береговий профіль* (рис. 7.7, а).

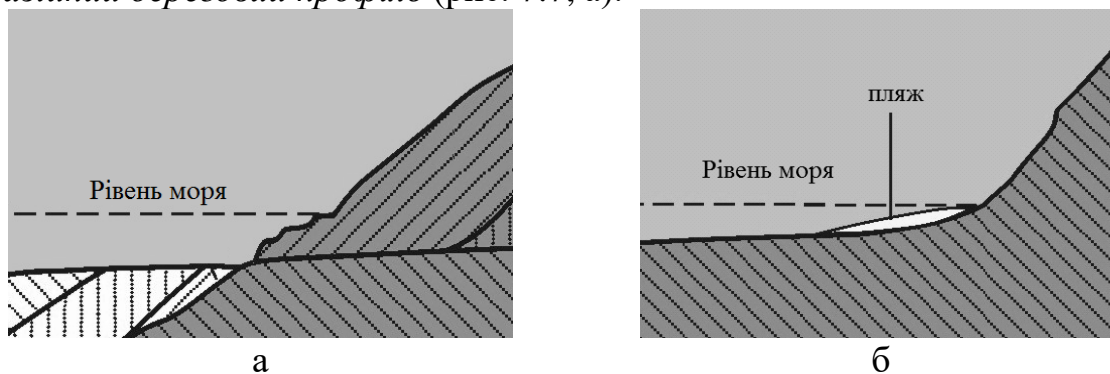


Рис. 7.7. Береговий профіль: а – абразійний; б – акумулятивний

Якщо ж підводний схил є похилим, то енергії, що дійшла до берега, часто виявляється недостатньо для його руйнування. Її вистачає лише на переміщення наносів до берега і відкладення їх на пляжі та підводній частині схилу. У цьому випадку формується так званий *аккумулятивний береговий профіль* (рис. 7.7, б).

Основний фактор формування абразійного берегового профілю – хвилі. Сила удару хвилі під час шторму в океані досягає значної величини – до 30 т/м^2 , а іноді до 60 т/м^2 (наприклад, тиск хвиль Чорного моря біля м. Туапсе досягає 57 кПа , а хвиль Атлантичного океану поблизу північних берегів Англії – 380 кПа). Енергія морської хвилі висотою 6 м становить близько 360 тис. кг на кожний погонний метр хвилі. Якщо врахувати, що морські хвилі несуть із собою пісок, гравій, а інколи і велику гальку, то зрозуміло, що

перед руйнівною силою морських хвиль не можуть встояти протягом тривалого часу найміцніші гірські породи.

Інтенсивність абразії визначається комплексом факторів: висотою і напрямком хвиль, розміром припливів і відпливів, швидкістю прибережних течій, конфігурацією і рельєфом берегової зони та геологічною будовою берегових укосів. Висота хвиль, у свою чергу, залежить від розмірів басейну, напрямку і сили панівних вітрів, глибини прибережних зон. У відкритому океані висота хвиль зазвичай становить 1,5–4,5 м, але під час штормів може досягати 12–15 м, а у морських басейнах висота хвиль рідко перевищує 5–6 м.

Велике значення має напрямок, під яким хвилі надходять до морського берега. За косоного підходу сила удару хвилі зменшується, але одночасно відбувається бокове переміщення наносів. Часто це призводить до знищення прибережної мілини, яка захищає морський берег від абразії.

Припливи і відпливи досягають значної висоти (до 12 м). Інколи прибережна смуга, що затоплюється припливом, може мати ширину в декілька кілометрів. Припливи відкривають доступ морським хвилям до таких ділянок суші, які за нормального стану води повністю захищені від морської абразії. На руйнування порід впливає також періодичне їх зволоження і висихання, нагрівання й охолодження, що прискорює геологічне вивітрювання і полегшує хвилям їх руйнівну роботу.

Форма підводної і надводної частини берегового уступу також впливає на швидкість абразії. Біля крутих берегів хвиля під час підходу до берега повністю зберігає свою висоту і вся її енергія витрачається на удар по берегових обривах. Якщо ж хвиля набігає на похилий берег із береговою мілиною, то нижні шари води затримуються опором дна, а верхні продовжують рухатися вперед. В результаті гребінь хвилі нахиляється вперед і перекидається. При цьому кінетична енергія хвиль виявляється повністю витраченою. Тому, навіть досягнувши берегового уступу, хвиля вже не в змозі виконати значну руйнівну роботу.

Велике значення має геологічна будова берегової смуги – літологічний склад і будова порід, ступінь їх тріщинуватості і вивітрілості, а також умови залягання. Наприклад, швидкість руйнування берега Чорного моря, складеного вапняком-черепашником біля м. Одеса, дорівнює 1,5–2 м, а окремих ділянок берега Азовського моря, складених глинястими породами – 12 м на рік. У той же час швидкість руйнування хвилями Баренцового моря берегів Кольського півострова в районі м. Мурманськ (Росія) зі скельних порід становить лише частки сантиметра на рік.

За інших однакових умов абразія протікає інтенсивніше в породах, що залягають горизонтально або з невеликим падінням від берега в бік моря. Там, де руйнуються пухкі породи, накопичуються переважно піски з різною величиною часток. Якщо ж руйнуються скельні і напівскельні породи, то утворюються галечники.

Одна з поширених причин активізації абразії – зменшення прибережних пляжів, які охороняють берег від руйнування. Зменшення

розмірів мілин часто є наслідком будівництва портових споруд, розробки галечнику для дорожнього будівництва тощо. Небезпека абразії полягає не тільки в безпосередньому розмиванні берегових схилів, але й у порушенні їх стійкості, що призводить до зсувних і обвальних явищ.

Акумуляція продуктів руйнування також обумовлює несприятливі наслідки, зокрема замулення таких гідротехнічних споруд, як порти і канали.

Водосховища

Процеси абразії спостерігаються не лише в берегах природних водоймищ (океанах, морях, озерах), але й штучних (водосховищах). В останніх ці процеси протікають інакше, ніж у природних і, як правило, більш інтенсивно. Пояснюється це тим, що водосховища зазвичай створюються в глибині континентів, у річкових долинах. Схили таких долин сформувалися під впливом ерозійної діяльності річок та інших процесів, характерних для континентальних умов, і за своїм профілем не відповідають новим умовам, які створюються під час заповнення водосховищ. Ця невідповідність раніше створених форм новим умовам і є причиною дуже інтенсивного розвитку процесів формування нового профілю берегів водосховища і всієї його чаші.

Одночасно з руйнуванням берегів відбувається відкладення продуктів руйнування, які, залишаючись частково поблизу берегових схилів, утворюють мілини і ускладнюють судноплавство. Отже, процеси переробки берегів можуть наносити значну економічну шкоду і вимагають детального і всебічного вивчення. Найважливішим чинником цього процесу є значна амплітуда коливань рівня води, що відбуваються внаслідок спрацьовування нормального підпірного горизонту і нового заповнення водосховища у весняний паводок. На великих водосховищах амплітуда коливань досягає 2–7 м.

Зміна положення горизонту води у водосховищах призводить до механічного руйнування порід хвилеприбоєм, періодичного підпору ґрунтових вод, зволоження і обсихання порід, яке тягне за собою періодичне набухання і усадку глинистих порід, просадкові явища в лесових породах і, нарешті, зміну питомої ваги порід. Це істотно змінює умови рівноваги схилів і викликає розвиток зсувних явищ.

Вітрові хвилі, стічні й хвилеві прибережні течії, а також періодичні коливання рівнів води у водосховищі – основні активні чинники переробки берегів.

Форма берегової лінії водосховища також впливає на переробку його берега. Так, найсильніше піддаються руйнуванню частини берега, що виступають у бік акваторії, в той час як глибокі бухти і затоки часто повністю відділяються від водосховища в результаті утворення барів і, таким чином, опиняються за межами хвилевої діяльності.

Велику роль відіграють геологічна будова берегів і властивості порід. Скельні і напівскельні породи, а також щільні дочетвертинні глини є найстійкішими щодо механічного впливу хвиль. Швидкість і величина розмивання таких порід залежить від руйнування під час вивітрювання, а

роль хвилевої діяльності часто зводиться до видалення продуктів вивітрювання. Піщані породи (незв'язні) руйнуються швидше, ніж глинисті. Але піщані фракції акумулюються переважно поблизу берегового схилу, утворюючи захисну обмілину, а тонкий глинистий матеріал майже повністю зноситься в глибокі частини водосховища.

Гідрогеологічні умови також позначаються на переробці берегів, коли ґрунтові води дренуються водосховищем. Заповнення водосховища викликає підпір ґрунтових вод, а зниження рівня – появу додаткових гідродинамічних тисків у породах берегових схилів. Одночасно відбувається періодичне змочування і сковзання порід схилу за рахунок їх водонасичення, через що оживають старі і виникають нові зсуви.

Методи розрахунку розмірів переробки берегів водосховищ розглядаються в окремих нормативних документах, що стосуються проектування гідротехнічних споруд.

Крім переробки берегів, часто спостерігаються явища затоплення або підтоплення прибережних територій. Розрахунки затоплення і підтоплення, а також вибір різних захисних дренажних пристроїв виконуються гідрологами і гідрогеологами за спеціальною методикою.

Характер і складність таких заходів залежать, в першу чергу, від цінності територій, які захищаються. У випадках, коли переробка берегів не може принести істотних збитків, часто зовсім відмовляються від захисних заходів або обмежуються такими, що тільки зменшують її масштаби (планування берегових укосів і організація поверхневого дренажу).

Під час захисту цінніших територій (населені пункти, майданчики промислових підприємств тощо) вдаються до берегозміцнюючих заходів. До них належать закріплення укосів різного роду покриттями: фашинами, кам'яною закидкою, брукуванням (вимощенням), бетонними плитами, асфальтом. Покриття вкладаються на піщано-гравійну або щебнясто-піщану подушку.

7.5. БАГАТОРІЧНА МЕРЗЛОТА

Багаторічна мерзлота. Багаторічна мерзлота в Україні відсутня, проте вона займає величезні площі на півночі Росії, країн Скандинавії, Канади та США. Вивчають її геологічними і геотермічними методами, що дозволяють вирішити дві групи задач:

- 1) загальні – для будь-яких районів проведення пошуків, незалежно від їх температурного режиму;
- 2) конкретні – пов'язані безпосередньо з вивченням багаторічної мерзлоти як фізико-геологічного та інженерно-геологічного явища.

У задачах першої групи необхідно виділити визначення товщини і складу четвертинних відкладів, що під час проведення інженерно-геологічних та гідрогеологічних вишукувань в умовах як талих, так і мерзлих порід має вирішальне значення.

Для визначення нижньої і верхньої границь розповсюдження мерзлоти використовують метод електричного зондування. Верхню поверхню мерзлоти фіксують за крутим підйомом кривих зондування, а нижню – простежують за правою круто падаючою гілкою кривої. У свердловинах ці границі визначаються методами електричного та термічного каротажу. У сталих термічних умовах вони відповідають переходу термограм через лінію нуля, змінам їх нахилу, різкому стрибку опорів та аномаліям у природному електричному полі.

У гірських районах інженерно-геологічні дослідження тісно пов'язані з вирішенням питань гляціології. Серед геофізичних методів під час вивчення гірських льодовиків невеликої потужності найчастіше використовують електророзвідку на постійному струмі. Породи, що складають ложе льодовика, відбиваються на кривих електричних зондувань зниженими електричними опорами, незалежно від їх літологічного складу. Досвід канадських геофізиків вказує, що для визначення потужностей льодовиків досить перспективним є застосування частотних електромагнітних зондувань, а також радіохвильових методів. Під час вивчення льодовиків з успіхом застосовується також сейсморозвідка.

Контрольні запитання до розділу 7

1. Що таке геодинамічні процеси і які основні джерела їхньої енергії?
2. Характеристика обвалів (вивалів) та осипів.
3. Що таке зсув і які причини його виникнення?
4. Класифікація та елементи будови зсувів.
5. У чому полягає геодинамічна роль підземних вод?
6. Що таке суфозія?
7. Які види суфозії ви знаєте?
8. Що таке карст?
9. На які типи поділяється карст?
10. Охарактеризуйте поняття «твердого» та «розчинного» стоку.
11. Що таке пливуні?
12. Що таке підтоплення і його причини?
13. Чим обумовлюються процеси просідання?
14. Які причини і наслідки сейсмічних явищ?
15. Що таке морська абразія?

РОЗДІЛ 8. АНТРОПОГЕННІ (ТЕХНОГЕННІ) ПРОЦЕСИ ТА ЇХ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ НАСЛІДКИ

У процесі свого розвитку людство постійно збільшувало свій вплив на природу, змінюючи геологічне середовище. Прикладом суттєвого масштабного впливу гірничих робіт давнини на геологічне середовище можуть бути аругії (лат. *arugias*) – гідровидобувні комплекси давніх римлян. Вони поєднували риси гідравлічної, підземної та відкритої розробки родовищ. До місць, що лежали вище рівня розробки, підводили канали (акведуки), вода яких наповнювала розташовані на узвишші резервуари й стрімко скидалася з висоти на гірський масив, утворюючи розмиви (яруги). У боках утвореного яру (кар'єру) вели розробку поверхневою системою стволів і штолень, довжина яких становила десятки метрів (в окремих випадках 200–300 м). Штольні розміщували на відстані 10–15 м одна від одної, утворюючи фронт розробки завширшки близько 150 м. Виробки збивали між собою сполучними ходами, залишаючи при цьому цілики мінімально можливих розмірів. Потім обвалювали виробки і руйнували гірський масив, для чого підрубували у виробках опорні стояки, а водні потоки спрямовували у шахтні стволи, що призводило до розмиву всього породного масиву (гори, пагорба тощо).

Таким чином, людська діяльність була геологічним фактором вже у стародавні часи.

Сучасні технології дозволяють людству докорінно змінювати геологічне середовище. Величезний за масштабами вплив на довкілля можна порівняти з геологічними процесами. Саме обсяги гірничих, будівельних та інших робіт і ті зміни, яких зазнає внаслідок цього геологічне середовище, дали підставу видатному українському вченому В. І. Вернадському створити оригінальну теорію визначальної ролі людини у цих змінах. Людська діяльність, згідно з цією теорією, поширюється на ноосферу, до складу якої входять літосфера, біосфера, гідросфера та атмосфера.

Ноосфера – сфера розуму; сфера взаємодії суспільства і природи, в межах якої людська діяльність стає визначальним фактором розвитку геологічних процесів. Вона є третьою у послідовності таких основних фаз розвитку Землі, як утворення геосфери (неживої природи) та біосфери (живої природи).

Сьогодні розвиток галузей промисловості, що пов'язані з видобуванням і збагаченням корисних копалин, є основою технічного прогресу. При цьому людина проникає у надра Землі і тим змінює природні форми та об'єми порід. Сучасна техніка зробила людину найважливішим геологічним фактором. Кар'єри завдовжки до 10 км і завглибшки до 1000 м, «гори» породних відвалів, терикони біля шахт, басейни-сховища дрібних відходів площею в декілька квадратних кілометрів – все це результат людської діяльності.

Областю геологічної діяльності людини є *геологічне середовище*, під яким розуміють реальний фізичний простір, що об'єднує верхню частину земної кори і частково – зовнішні оболонки Землі.

Геологічне середовище формується в результаті складної взаємодії зовнішніх оболонок Землі та впливу на геологічні процеси численних ендогенних і екзогенних факторів. У природі все знаходиться в певній рівновазі, яка контролювалася мільйони років тільки природними силами. Проте в процесі розвитку суспільства і його виробничого потенціалу вплив людини на природу різко посилюється. В умовах сучасної науково-технічної революції цей вплив на навколишнє середовище призводить до суттєвих порушень природної геологічної рівноваги, а в низці випадків – спричиняє катастрофічні наслідки.

Внаслідок гірничотехнічної діяльності в світі порушено не менше 15–20 млн га земель, з них 59 % площі використано під різні гірничі виробки, 38 % – під відвали порожньої породи або відходи збагачення, 3 % – це місця просідання, провалля і порушення поверхні, пов'язані з підземними розробками. Обсяг утворених відвалів порід та виробничих відходів складає понад 2000 км³. Для отримання мінеральної сировини і палива людство вимушене використовувати дедалі глибші шари земної кори (золоторудні шахти ПАР, наприклад, досягли позначок 3–4,5 км нижче земної поверхні; амплітуда висот між дном найглибших кар'єрів і поверхнею найвищих відвалів перевищує 1100 м).

Через переміщення великих обсягів гірничої маси погіршується режим ґрунтових і підземних вод, змінюються поверхневий водостік і структура ґрунту, інтенсифікується ерозійна робота води і вітру, що в деяких випадках спричиняє зміну клімату в районах ведення гірничих робіт. Гірничодобувні роботи супроводжуються штучним водозниженням. Скидання стічних вод, що відкачуються під час проведення гірничих робіт, веде до забруднення поверхневих водних об'єктів різними солями, нафтопродуктами і важкими металами. Зсуви гірських порід на територіях, що розробляються, осідання поверхні, розсіювання породи з відвалів негативно впливають на стан земельних ресурсів.

За історичний час внаслідок прискореної ерозії, дефляції й інших негативних процесів людство втратило майже 2 млрд га продуктивних земель. Тенденція перетворення на пустелі спостерігається на площі в 4,5 млрд га, на якій проживає близько 850 млн осіб. Пустелі швидко розвиваються (до 5–7 млн га на рік) у тропічних районах Африки, Азії й Америки, а також у субтропіках Мексики. Швидкість зникнення лісів складає від 6 до 20 млн га на рік.

Важливою для людства проблемою є охорона геологічного середовища верхньої частини літосфери, яка розглядається як багатоконпонентна динамічна система, що перебуває під впливом інженерно-господарської діяльності людини і, в свою чергу, певною мірою визначає цю діяльність. Найголовніший компонент геологічного середовища – гірські породи, що містять поряд із твердими мінеральними і органічними компонентами також

гази і підземні води. Особливо негативно впливають на довкілля техногенні катастрофи різної природи та масштабів.

Сукупність усіх видів впливу людини на геологічне середовище має назву *антропогенез (техногенез)*, що зумовлений побутовою, інженерно-будівельною, гідротехнічною, гірничо-видобувною та іншими видами діяльності людини. З усіх видів техногенезу гірничотехнічні роботи найбільше впливають на зміну геологічного середовища, оскільки вони зачіпають не лише поверхню, але й глибокі горизонти земної кори.

Техногенна дія завжди спрямована на певну ділянку земної кори і викликає наслідки, взаємообумовлені не лише процесами, які відбуваються в межах певної частини геологічного середовища, а також характером та інтенсивністю їх впливу. З геологічних об'єктів, які зазнають найбільшого впливу техногенезу: верхня (поверхнева) частина літосфери (рельєф), водні об'єкти, ґрунти, що сумарно визначають зміни інженерно-геологічних умов.

Наслідки техногенного впливу насамперед визначаються приуроченістю територій до різних структурних елементів земної кори – платформ та геосинкліналей. Різниця між ними зумовлена неоднаковою будовою та складом верхньої частини літосфери; розвитком складчастих та розривних дислокацій, які впливають на стійкість породних масивів, їхню проникність для води та газів; тектонічною активністю. Ступінь розчленованості рельєфу, крутизна схилів, фізико-географічні особливості визначають напрямки та інтенсивність розвитку окремих техногенних процесів і, відповідно, характер зміни інженерно-геологічного середовища. Властивості гірських порід, особливості водоносних горизонтів та комплексів, хімічний склад та режим руху підземних вод також відіграють суттєву роль у розвитку негативних наслідків техногенезу.

8.1. ФАКТОРИ АНТРОПОГЕННОГО ВПЛИВУ НА ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНЕ СЕРЕДОВИЩЕ

Фактори антропогенного (техногенного) впливу на інженерно-геологічні характеристики геологічного середовища можна розділити на групи: мінерагенічні, геохімічні, геотермічні, геодинамічні, геоморфологічні, гідрологічні, гідрогіологічні, інженерно-геологічні.

Мінерагенічні фактори зумовлені зростаючими масштабами перерозподілу речовини земної кори в процесі гірничих, будівельних та гідротехнічних робіт. Мінерагенічний вплив проявляється в вичерпанні мінеральних ресурсів, що призводить до змін технологічних та геологічних умов розробки родовищ, що, у свою чергу, впливає і на зміну різних інженерно-геологічних параметрів.

Геохімічні – характеризуються порушенням та зміною хімічного балансу речовини в геологічному середовищі, а також зміною природної

екологічної рівноваги в межовому шарі «літосфера – атмосфера – гідросфера». Геофізичні фактори проявляються у виникненні у верхній частині земної кори штучних фізичних полів (блукаючих струмів, сейсмічних та звукових хвиль тощо), які, діючи на речовину літосфери, підсилюють корозію металів, підвищують агресивність води, що негативно впливає на будівлі та споруди.

Геотермічні – характеризуються зміною теплового режиму поверхні літосфери, а також водно-теплового режиму потоків та водоймищ. Вони особливо відчутні в районах розвитку багаторічномерзлих порід, а також на територіях, на яких розташовані ТЕЦ або АЕС.

Геодинамічні фактори проявляються у змінах геостатичного поля, пов'язаного з проходкою гірничих виробок, перерозподіленням великих об'ємів води на поверхні, видобутком із надр значних мас мінеральної речовини, а також нафти, газу і підземних вод.

Геоморфологічні – визначаються створенням техногенного рельєфу і, відповідно, зміною первісного внаслідок порушення рівноваги між акумулятивними та денудаційними процесами. Це часто призводить до руйнації будівельних споруд.

Гідрологічні – пов'язані зі штучною зміною русел поверхневих водотоків, спорудженням водосховищ та ставків, регулюванням рівнів поверхневих вод і т. ін.

Гідрогеологічні фактори обумовлюються прямою або побічною дією людини на водоносні горизонти. Вони проявляються у зміні ресурсів, рівнів, якості води та гідрогеологічного режиму, що також часто має свої інженерно-геологічні наслідки.

Інженерно-геологічні – проявляються в активізації зсувних та суфозійних явищ, а також інших екзогенних процесів, які можуть бути не властивими конкретній фізико-географічній або геологічній обстановці. Вони є найсерйознішим штучним фактором дії на будь-які будівельні конструкції.

Техногенез не тільки змінює властивості та структуру геологічних об'єктів, але і створює нові техногенні об'єкти. *Екзогенний техногенез* активно впливає на процеси та результати зовнішньої геодинаміки, особливо на процеси вивітрювання, денудаційну та акумулятивну роботу поверхневих і підземних текучих вод, діяльність морів, озер і боліт, вітру. Разом з тим техногенез генерує процеси, які нагадують природні явища *внутрішньої геодинаміки* (коливні та дислокаційні рухи, землетруси, зміни геофізичних полів і т. ін.).

Для інженерної геології та геотехніки найбільше значення мають антропогенні зміни у підземній гідросфері та літосфері.

Так, одним із важливих наслідків техногенної дії на підземні води є їх нагрівання. Основним джерелом термальних стоків є металургійна промисловість та енергетика. Температура підземних вод підвищується також за рахунок життєдіяльності міст та інших населених пунктів. Збільшення температури поверхневих та підземних вод під дією різних факторів може досягати 10–15°C і більше, а це, відповідно, призводить до

збільшення агресивності води та прискорює хід хімічних реакцій, що, в свою чергу, спричиняє зростання геологічної активності підземних вод та інтенсифікації геодинамічних процесів (суфозія, карст, зсуви й ін.).

Важливим і надзвичайно небезпечним для інженерної геології наслідком впливу техногенезу на гідросферу є зміна рівня поверхневих та підземних вод. За останні десятиліття різко змінився режим рік, у водосховищах вирівнюються сезонні коливання рівнів та витрати води, знижується швидкість течій. Тисячі дрібних річок під впливом людської діяльності у зв'язку з інтенсивним використанням і забрудненням води пересихають і нерідко зникають зовсім.

Зміни в підземній гідросфері здебільшого проявляються до глибини 100 м, але нерідко простежуються і глибше. Зниження рівня підземних вод спричиняється в основному їх відкачуванням із надр або зменшенням кількості надходження води з поверхні для живлення водоносних горизонтів. Це відбувається через їх інтенсивне використання для водопостачання, внаслідок водовідливу і відкачки, пов'язаних із гірничими та будівельними роботами, осушення місцевості, зменшення інфільтрації атмосферної води та ліквідації поверхневих горизонтів. При цьому зниження рівня води може носити як локальний, так і регіональний, тимчасовий або тривалий характер, суттєво впливаючи на правильність інженерно-геологічних розрахунків.

Зниження рівня ґрунтових вод виникає у зв'язку з тривалою експлуатацією підземних вод у містах і промислових центрах. Діаметр так званих «депресійних воронок» може досягати десятків та сотень кілометрів, а глибина – десятків та сотень метрів. Ще більші за розмірами депресійні воронки виникають у районах видобутку корисних копалин у зв'язку з відкачуванням води з відкритих і підземних гірничих виробок.

Зворотне явище – підвищення рівня води – зумовлене створенням водосховищ, каналів, ставків, озер, заводненням нафтових родовищ, витіканням води зі штучних резервуарів, водопровідних та каналізаційних мереж, зрошуванням полів тощо. Це відбувається в межах глибин від 0,5 до 100 м, але в середньому воно становить 10–15 м. Максимальні підвищення до 60–100 м пов'язані з будівництвом гірських водосховищ.

Суттєві зміни під впливом техногенезу відбуваються також безпосередньо в земній корі. Насамперед це стосується її складу, який підлягає інтенсивним змінам у приповерхневій частині, що спричинене постійно зростаючим видобутком мінеральної сировини. Видобувні роботи ведуть до зменшення в земній корі цілої низки хімічних елементів, які знаходились у певній природній рівновазі. Так, на сьогодні з надр видобуто та штучно винесено на поверхню більше 100 млн т міді, свинцю, цинку, олова та алюмінію. З усієї маси видобутих корисних копалин більшість із них вилучено за останні 20 років: нафти – 75 %, вугілля – 40 %, заліза – 50 %, газу – 90 %. Слід зауважити, що ці показники безупинно і дуже швидко зростають.

Інженерно-будівельна діяльність створює додаткове навантаження на товщу порід, що спричиняє, як правило, локальні порушення останньої.

Основними змінами, що зумовлюються будівельними роботами, слід вважати стиснення та ущільнення порід під окремими спорудами зокрема та населеними пунктами загалом. Через кожні 15 років площа земної поверхні, яка виділяється під будівництво, подвоюється і до 2020 року, згідно з прогнозами, вона складатиме 17 % суходолу.

Гірничодобувна діяльність зачіпає безпосередньо надра, в зв'язку з чим і наслідки її є більш суттєвими. Гірничобудівні роботи порушують будову і структуру масивів гірських порід, створюють значні порожнини (підземні гірничі виробки), які за масштабами переважають такі природні утворення, як підземні карстові печери. Під час видобутку корисних копалин людина проникає на значні глибини. Так, наприклад, виробки родовища «Колар» в Індії досягають глибини 3800 м, а розробка золоторудного родовища «Вітватерсранд» у Південно-Африканській Республіці ведеться на глибині понад 4 км. На ще більші глибини проникають газові та нафтові бурові свердловини.

Проходка підземних гірничих виробок, видобуток твердих корисних копалин та супутніх порід, а також нафти, газу і підземних вод не лише спричиняють порушення геостатичного поля, а й зумовлюють проявлення геодинамічних змін у верхній частині літосфери. Внаслідок просідання поверхні над гірничими виробками утворюються провали та вирви, які можуть досягати глибини у декілька десятків метрів. Локальні провали, або, як їх ще називають, «зони обвалення», спостерігаються в багатьох районах видобутку руди та вугілля підземним способом. У випадку застосування під час підземної розробки родовищ корисних копалин високопродуктивних систем без підтримки виробленого простору подібні явища можуть набути дуже широкого розвитку, а це, відповідно, може призвести до катастрофічного руйнування як земної поверхні, так і будівель та споруд на ній.

Регіональні зниження територій, без формування провалів, можуть виникати в результаті зниження пластових тисків у зв'язку з відкачуванням із надр флюїдів та газів. Вони також можуть мати катастрофічні наслідки, оскільки опускання кровлі можливе до 5–10 м.

Значних змін під впливом техногенезу набуває рельєф земної поверхні. До основних факторів, які обумовлюють ці зміни, можна віднести будівництво міст, доріг, гідротехнічних, енергетичних та інших споруд. Проте найбільше збільшення контрастності відміток поверхні спричиняє гірничодобувна промисловість, тому що в цьому випадку створюються як позитивні, так і негативні форми рельєфу. Така різниця чітко спостерігається в районах розробки родовищ корисних копалин відкритим способом (кар'єрами), де по сусідству з гірничими виробками складаються розкривні та скельні, або так звані «порожні» породи. На сьогодні глибина кар'єрів досягає 300–800 м, а в майбутньому проектується кар'єри глибиною до 1000 м і протяжністю кар'єрних полів 2–5 км. Складування в таких районах «порожніх» порід та відходів переробки мінеральної сировини призводить до формування пасмо-горбистого техногенного рельєфу. І тенденція постійного

прискорення зміни рельєфу земної поверхні під впливом техногенезу на сьогодні є домінуючою. Це також не може не впливати на інженерно-геологічну специфіку території.

Як і в природному седиментогенезі, за техногенного також мають місце стадії денудації й акумуляції речовини. Від'ємні форми рельєфу зумовлені *техногенною денудацією* – переміщенням та зносом гірської маси. Позитивні – створюються завдяки *техногенній акумуляції* (відвали порід, терикони, греблі, хвостосховища тощо).

Інженерно-будівельна діяльність має на меті нівелювання земної поверхні. Для цього пониження засипають, а підвищення зрізають. На сьогодні під час будівництва та впорядкування території значного поширення набуло площове підвищення відміток. Для цього створюються штучні тераси висотою від 1 до 15 м, а також наминаються піщані масиви. Одночасно можуть знижувати відмітки рельєфу, зрізаючи пагорби, терасові уступи, дюни, бархани та інші позитивні форми. Величина зрізу може досягати 50 м і більше, а масштаби таких робіт, особливо в гірських районах, є досить значними.

Таким чином, загальні закономірності техногенного перетворення рельєфу включають тенденцію його нівелювання, поступове знищення природних мікроформ рельєфу, розвиток позитивних та негативних мікроформ у гірничодобувних районах. При цьому простежується тенденція до переваги позитивних відміток над негативними за рахунок видобутку гірської маси з надр та складування відходів виробництва на поверхні.

Антропогенним, або техногенним, впливом на довкілля називають різні за своєю природою, механізмом, тривалістю та інтенсивністю впливу людини в процесі її життєдіяльності та господарського виробництва. Антропогенна дія на геологічне середовище за своєю сутністю є геологічним процесом, оскільки за розмірами і масштабами прояву її цілком можна зіставити з природними процесами екзогенної геодинаміки. Різниця полягає лише у швидкості протікання процесу. Якщо природні геологічні процеси відбуваються повільно – сотні і мільйони років, то швидкість впливу людини на середовище – роки або десятки років. Ще одна риса, що є характерною для антропогенної діяльності – швидка інтенсифікація людської діяльності.

Так, як і природні екзогенні процеси, антропогенний вплив на геологічне середовище характеризується комплексністю прояву. У ньому виокремлюють:

- техногенне руйнування (дезінтеграцію) товщ гірських порід, які складають геологічне середовище, що у природних умовах забезпечується процесами вивітрювання, поверхневими та підземними водами, вітром;
- переміщення дезінтегрованого матеріалу, що є аналогом денудації і транспортування в процесі екзогенної геодинаміки;
- накопичення переміщеного матеріалу (дамби, греблі, транспортні артерії, населенні пункти та промислові підприємства). Це аналог акумуляції осадів та їх діагенетичних і катагенетичних перетворень.

У процесі видобування твердих (вугілля, руди, будівельних матеріалів), рідинних (підземні води, нафта та ін.) і газоподібних (природний та ін. гази) корисних копалин проводяться різні за характером та об'ємом гірничо-геологічні роботи. Вилучення з надр твердих корисних копалин відбувається як відкритими (шурфи, кар'єри), так і підземними (шахти, штольні, штреки) гірничими виробками, а рідинних – переважно за допомогою свердловин.

Геологопошукові та геологорозвідувальні роботи, а також видобування рідких та газоподібних корисних копалин здійснюється бурінням численних пошукових, розвідувальних та експлуатаційних свердловин, які заглиблюються у літосферу на різні глибини – від декількох метрів до декількох кілометрів. Під час проведення гірничо-геологічних робіт товщі гірських порід дезінтегруються та видаляються із земних надр. Такі ж дії проводяться і під час спорудження будівельних котлованів, транспортних магістралей, електростанцій та інших робіт. Антропогенна діяльність, що називається *інженерно-господарською*, є неможливою без руйнування верхньої частини земної кори, внаслідок чого відбувається дезінтеграція та подрібнення навіть найбільш твердих гірських порід. З іншого боку, внаслідок виймання гірських порід та різних корисних копалин виникають поверхневі і підземні порожнини, що може докорінно змінити існуючий рельєф і суттєво впливати на інженерно-геологічні характеристики території.

8.2. АНТРОПОГЕННІ (ТЕХНОГЕННІ) ЛАНДШАФТИ ТА РЕЛЬЄФ ЯК НАСЛІДОК АКТИВІЗАЦІЇ ГЕОДИНАМІЧНИХ ЯВИЩ

До найсуттєвіших змін антропогенні (техногенні) процеси призводять у рельєфі земної поверхні. В одних випадках техногенна діяльність людини спричиняє її денудацію, а в інших – внаслідок накопичення мінеральної речовини гірських порід створюються різні акумулятивні форми рельєфу – пагорбковий, техногенно-розчленований, терасований тощо.

За ступенем поширення і походження геоморфологічні ландшафти (рельєф), що створені людиною, групуються у декілька типів.

Міський ландшафт характеризується майже повним перетворенням природного рельєфу, зміною його гіпсометричного положення та гідрографічної мережі, перетворенням ґрунтового покриву, будівництвом промислово-господарчих та житлових будівель, значним зниженням або підвищенням рівня ґрунтових вод. В одних випадках через зниження статичного рівня водоносних горизонтів вони не дрениуються річками, що призводить до обміління і навіть зникнення останніх. В інших – у межах міських агломерацій внаслідок аварій на водопроводах та каналізаційних системах у верхні водоносні горизонти надходять води, що викликає підвищення рівня ґрунтових вод і підтоплення житлових та промислових об'єктів.

Створення міських ландшафтів призводить до незворотних наслідків. Зокрема, докорінно змінюються природні геологічні і геоморфологічні умови доквілля та формуються нові умови, характерні для міських агломерацій.

Гірничопромисловий ландшафт вирізняється створенням разом із виробничими спорудами систем збагачення, очистки і складування відходів із відповідною інфраструктурою гірничо-збагачувальних комбінатів (ГЗК), кар'єрів, шахт, будівництвом терасованих воронок, виникненням озер. Техногенні від'ємні форми рельєфу чергуються з позитивними – відвалами, териконами, насипами. Змінюються рослинний покрив та склад ґрунтів. Такі ландшафти формуються за відносно короткий час, займаючи великі території. Особливо це стосується шахтних полів вугільних шахт, залізорудних кар'єрів, родовищ кам'яної солі, глин, пісків та ін. Гірничопромислові ландшафти широко розвинуті на Донбасі, у Придніпров'ї, на Волині, Прикарпатті та у деяких інших регіонах України.

Сільськогосподарський ландшафт формується внаслідок інтенсивного сільськогосподарського виробництва (хліборобства, овочівництва, садівництва, тваринництва, птахівництва та ін.). Створення такого ландшафту супроводжується не лише вирівнюванням території з вилученням тих об'єктів, що заважають проведенню робіт, а й спорудженням насипів, ставків, зрошувальних каналів. Сільськогосподарські ландшафти існують на всій території України.

Військовий ландшафт виникає в процесі воєнних операцій та крупномасштабних військових навчань. Характеризується значним поширенням дрібнобугристого рельєфу через численні воронки від вибухів, системи окопів, насипів, різних військових інженерних споруд та комунікацій. В Україні такий ландшафт утворився у зоні бойових дій у Луганській та Донецькій областях, на військових полігонах Миколаївщини, Львівщини, Житомирщини, Чернігівщини та інших областей.

Перетворені природні ландшафти є довгоживучими і часто незворотними формами. Усі вони різною мірою впливають як на ті будівлі й споруди, що знаходяться поблизу зон антропогенних перетворень, так і на специфіку інженерно-геологічних проектувань перед забудовою штучно змінених територій.

Активна господарська діяльність людини не лише перетворює природні ландшафти, але і сприяє більш енергійному прояву процесів екзогенної, а іноді й ендегенної геодинаміки. Проходка підземних гірничих виробок (шахт, штолень, штреків, вертикальних стволів) призводить до дренажування підземних вод, порушення їх режиму, зниження рівня, що, у свою чергу, супроводжується осушенням, обводненням або й заболочуванням земної поверхні. Окрім того, підземні гірничі роботи стимулюють гравітаційні процеси як на поверхні, так і на глибині, що призводить до утворення проваль, виникнення просідань, обвалів, зсувів, зміщень блоків гірських порід і т. ін.

Широке застосування методів підземного вилуговування під час видобування солі, закачування у спеціальні бурові свердловини по контурах нафтових родовищ морських і прісних вод, а також термальної води під час видобування сірки та важкої нафти, поховання відходів хімічного виробництва та інші подібні дії призводять до різкої активізації розчинення

та дезінтеграції гірських порід із виникненням техногенного карсту. Внаслідок цього на денній поверхні виникають провальні гравітаційні форми рельєфу – воронки, мульди, просадки.

Внаслідок безконтрольного використання сільськогосподарських земель різко посилюється поверхнева і бокова ерозія. Виникають яри та балки. Це також сприяє борозневій та площинній дефляції, внаслідок чого знищуються ґрунтовий та дерновий шари.

Меліорація боліт, як і іригація, суттєво порушує умови верхньої частини гідрогеологічного розрізу. Ці процеси часто супроводжуються заболочуванням територій і перетворенням їх на пустелі.

Вирубубання лісів на схилах гір не лише оголює їх, а й сприяє виникненню осипів та падінню каміння, різко збільшує селеву небезпеку і створює загрозу сходження лавин.

Виникнення великого об'єму підземних порожнин у процесі видобування твердих корисних копалин, вилучення із земних надр нафти, газу, води призводить до зменшення внутрішньопластового тиску порід. Натомість створення великих за площею і глибоких водосховищ є причиною посилення геодинамічних напруг. Все це призводить до переміщення та обвалу величезних мас гірських порід всередині літосферних товщ, що, у свою чергу, може бути причиною наведених землетрусів, які за своєю силою наближаються до природних сейсмічних явищ.

Важливим фактором генерації геодинамічних напруг є глибинні розломи, у зонах яких відбуваються горизонтальні та вертикальні переміщення блоків земної кори. З розломами пов'язані осередки сейсмічної активності як на материках, так і в океанах. Усі ці процеси часто призводять до порушення цілісності цивільних, промислових, військових об'єктів, що завжди є причиною виникнення інженерно-геологічних аномалій із порушенням природного напруженого стану геологічного середовища. Це, у свою чергу, руйнує інженерні будівлі і споруди, завдаючи великих матеріальних збитків, а іноді призводячи і до людських жертв.

На територіях промислових і міських агломерацій спостерігаються процеси просідання земної поверхні, обумовлені техногенною діяльністю. Дуже часто за швидкостями та негативними наслідками техногенні просідання перевищують природні тектонічні рухи.

Причини просідання територій можуть бути різними. Це і додаткове статичне та динамічне навантаження від споруд і комунікацій, і виникнення підземних порожнин після вилучення з надр підземних вод, нафти і газу, твердих корисних копалин (солі, вугілля та ін.), і підземні вибухи. Існує багато прикладів подібних явищ. Так, територія м. Токіо лише за період 1970–1975 рр. просіла на 4,5 метри через експлуатацію водозаборів та прокладання підземних комунікацій. Подібне явище, причиною якого було інтенсивне відкачування підземних вод із 1940-х рр., спостерігається й у найбільшому місті світу – Мехіко. У деяких районах міста швидкість цього процесу досягає 30 см/рік і на сьогодні складає 5–10 м, що призвело до руйнування та деформування наземних і підземних будівельних конструкцій.

Видобування нафти і газу стало причиною просідання території невеликого містечка Лонг-Біч поблизу м. Лос-Анджелес (США), величина якого ще на початку 1950-х рр. досягла майже 9 м. Від цього явища серйозно постраждали промислові та житлові споруди, морський порт і транспортні магістралі.

В Україні катастрофічних та суттєвих руйнувань у зв'язку з геодинамічними процесами не раз зазнавали великі та малі населені пункти. Так, у Києві, на Оболоні, у 1960 р. внаслідок активізації пливунів майже миттєво було зруйновано десятки будинків, що призвело до численних людських жертв. Просідання у зв'язку з утворенням штучного соляного карсту зазнало у 1960–1970-х рр. м. Соледар, що поблизу м. Бахмута на Донеччині. Цей геодинамічний процес також став причиною руйнування багатьох будинків у його центральній частині.

Контрольні запитання до розділу 8

1. Назвіть основні фактори антропогенного впливу на інженерно-геологічні характеристики природного середовища.
2. Що розуміють під терміном «антропогенний (техногенний) вплив»?
3. Дайте визначення поняттю «ноосфера».
4. Як проявляються наслідки антропогенного (техногенного) впливу на геологічне середовище?
5. У чому полягають антропогенні мінерагенічні зміни літосфери?
6. Як проявляється геофізичний вплив техногенезу?
7. Чим характеризуються геохімічний вплив техногенезу?
8. Завдяки яким техногенним факторам відбуваються геотермічні зміни у геосфері та літосфері?
9. Охарактеризуйте геодинамічні наслідки антропогенезу.
10. Чим визначаються геоморфологічні фактори техногенезу?
11. У чому проявляється вплив техногенезу на гідрологічну мережу?
12. Охарактеризуйте гідрологічні наслідки техногенного впливу.
13. Як проявляється антропогенний вплив на інженерно-геологічні процеси?
14. Назвіть приклади негативної дії на будівлі та споруди видобування корисних копалин.
15. Якими є основні причини просідання територій?

РОЗДІЛ 9. ОСНОВИ МЕХАНІКИ ҐРУНТІВ

Ґрунти з точки зору інженерної геології – це природні гірські породи та техногенні утворення, що складають багатокомпонентну геологічну систему та є об'єктом інженерно-господарської діяльності людини.

Серед основних фізичних законів, яким відповідають ґрунти, є закони механіки. Вони дозволяють визначити для них загальні риси та закономірності, котрі і складають зміст окремої дисципліни *механіки ґрунтів*.

9.1. КЛАСИФІКАЦІЯ ҐРУНТІВ

Поняття «ґрунти» в інженерній геології включає в себе всі гірські породи і техногенні утворення, які складають верхній шар земної кори, слугуючи об'єктом інженерно-господарської діяльності людини. Вони є матеріалом основ будівель і споруд, середовищем для розміщення в них споруд різного призначення, а також будівельним матеріалом.

У більшості випадків ґрунт складається з трьох компонентів (фаз): твердих мінеральних часток, рідини (води) та газу (повітря) (див. рис. 9.1). Співвідношення між цими компонентами зумовлює властивості ґрунту.

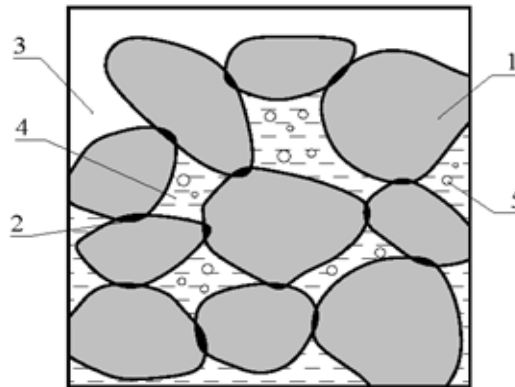


Рис. 9.1. Термодинамічна модель ґрунту:

1 – мінеральні частки (тверда фаза); 2 – структурні зв'язки між мінеральними частками; 3 – пори, заповнені газом або паром; 4 – пори, заповнені водою та розчиненим у воді газом; 5 – бульбашки, заповнені газом і паром

Ґрунт, який складається із мінеральних часток (мінерального скелету) і пор, що частково заповнюються повітрям, а частково водою, є трикомпонентною (трифазною) системою. Якщо всі пори в ґрунті заповнені водою, то виникає двокомпонентна (двофазна) система.

Класифікації ґрунтів можна розділити на загальні, локальні (місцеві), регіональні й галузеві.

Під час вирішення практичних завдань будівництва важливо використати точні класифікаційні найменування ґрунтів, що враховують їхній склад і будову. Сучасні стандарти вимагають супроводжувати

найменування ґрунтів відомостями про їхній геологічний вік відповідно до місцевих стратиграфічних схем, прийнятих в установленому порядку. Ґрунти (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96) розділяються на класи – природні скельні, природні дисперсні, природні мерзлі та техногенні. Кожен клас має свої підрозділи. Так, ґрунти скельних, дисперсних і мерзлих класів об'єднуються в групи, підгрупи, типи, види й різновиди, а техногенні ґрунти спочатку поділяються на два підкласи, а далі кожен із них на групи, підгрупи, типи, види та різновиди.

Класифікація ґрунтів включає в себе таксономічні одиниці, що виділяються за групами ознак:

- клас – за загальним характером структурних зв'язків;
- група – за характером структурних зв'язків (з урахуванням їх міцності);
- підгрупа – за походженням та умовами утворення;
- тип – за речовинним складом;
- вид – за найменуванням ґрунтів (з урахуванням розмірів часток та їх властивостей);
- різновиди – за кількісними показниками речовинного складу і структури ґрунтів.

Усі ґрунти за класами поділяються на скельні, дисперсні, мерзлі та техногенні.

До класу *природних скельних* ґрунтів належать ґрунти з жорсткими структурними зв'язками (кристалізаційними та цементаційними).

До класу *природних дисперсних* ґрунтів віднесено ґрунти з водноколоїдними й механічними структурними зв'язками.

До класу *природних мерзлих* ґрунтів входять ґрунти з кріогенними структурними зв'язками.

До класу *техногенних (скельних, дисперсних і мерзлих)* ґрунтів належать ґрунти з різними структурними зв'язками, що утворені в результаті діяльності людини.

Класифікація ґрунтів згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96 наведена в табл. 9.1.

Класифікація природних ґрунтів

Клас	Групи	Підгрупи	Типи	Види	Різновиди
Скельні ґрунти (із жорсткими структурними зв'язками)	Скельні ґрунти	Магматичні породи	Силікатні	Граніти, базальти, габро, андезити, трахіти та ін.	Виділяються за: межею міцності на одноосьове стиснення у водонасиченому стані, щільністю скелета ґрунту, коефіцієнтом вивітрілості, ступенями розм'якшення, ступенем розчинності, ступенем водопроникності, ступенем засоленості, структурою, текстурою та температурою
		Метаморфічні породи	Силікатні	Гнейси, сланці, кварцити	
			Карбонатні	Мармур, роговики, скарни	
			Залістисті	Залізні руди	
		Осадові породи	Силікатні	Пісковики, конгломерати, брекчії, туфа	
			Карбонатні	Вапняки, доломіти	
	Напівскельні ґрунти	Магматичні ефузивні породи	Силікатні	Вулканогенно-уламкові ґрунти	
		Осадові породи	Силікатні	Аргіліти, алевроліти, пісковики	
			Крем'яністі	Опоки, трепели, діатоміти	
			Карбонатні	Крейди, мергелі	
			Сульфатні	Гіпси, ангідрити	
			Галоїдні	Галіти, карналіти	
Дисперсні ґрунти (із механічними та водно-колоїдними зв'язками)	Зв'язні ґрунти	Осадові породи	Мінеральні	Глинисті ґрунти	Виділяють за: гранулометричним складом, числом пластичності, ступенем неоднорідності, показником текучості, відносною деформацією просідання, коефіцієнтом пористості, коефіцієнтом вивітрілості тощо
			Органо-мінеральні	Мули, сапропелі, заторфовані ґрунти	
			Органічні	Торф та ін.	
	Незв'язні ґрунти		Силікатні, карбонатні, полімінеральні	Піски, великоуламкові ґрунти	

Скельні ґрунти – це магматичні, метаморфічні та деякі осадові гірські породи, мінеральні зерна й уламки яких з'єднані між собою структурними зв'язками. У скельних ґрунтах ці зв'язки можуть бути кристалізаційними або цементаційними.

Завдяки структурним зв'язкам та високій міцності самих мінеральних часток і уламків порід скельні ґрунти мають високу міцність, яка характеризується межею міцності під час одноосьового стиснення у водонасиченому стані (R_c – міцність на стискання). Ця величина визначається співвідношенням вертикального навантаження на зразок ґрунту, за якого відбувається його руйнування, до початкової площі поперечного перерізу зразка. За значеннями межі міцності за одноосьового стиснення у водонасиченому стані скельні ґрунти (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96) поділяються на різновиди (див. табл. 9.2).

Таблиця 9.2

**Класифікація скельних ґрунтів за значеннями
межі міцності на стиснення**

Різновиди ґрунту	Межа міцності на стиснення, МПа
Дуже міцні	$R_c > 120$
Міцні	$120 \leq R_c \leq 50$
Середньої міцності	$50 \leq R_c \leq 15$
Маломіцні	$15 \leq R_c \leq 5$
Зниженої міцності	$5 \leq R_c \leq 3$
Низької міцності	$3 \leq R_c \leq 1$
Дуже низької міцності	$R_c < 1$

Скельні ґрунти зі значеннями $R_c < 5$ МПа мають назву напівскельних.

Деякі скельні ґрунти з кристалізаційними зв'язками під дією води знижують свою міцність. Ця властивість скельних ґрунтів називається *розм'якшенням* і характеризується коефіцієнтом розм'якшення у воді k_{sof} , який виражає співвідношення міцності ґрунту на стиснення після і до його насичення водою. Розрізняють ті різновиди скельних ґрунтів, що не розм'якшуються ($k_{sof} \geq 0,75$), та ті, що розм'якшуються ($k_{sof} < 0,75$).

Осадові зцементовані скельні ґрунти (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96) поділяють за ступенем розчинності у воді (табл. 9.3).

Таблиця 9.3

Класифікація скельних ґрунтів за ступенем розчинності у воді

Різновиди ґрунту	Ступень розчинності у воді, г/дм ³
Нерозчинні	$q_{sr} < 0,01$
Важкорозчинні	$0,01 \leq q_{sr} \leq 1$
Середньорозчинні	$1 \leq q_{sr} \leq 10$
Легкорозчинні	$q_{sr} > 10$

Крім того, скельні ґрунти поділяють на різновиди за: щільністю скелета ґрунту ρ_d , коефіцієнтом вивітрілості k_{wr} , водопроникністю, ступенем засоленості, структурою, текстурою та температурою.

Дисперсні ґрунти – це ґрунти (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96), що складаються з окремих мінеральних часток різного розміру, слабопов'язаних одна з одною. У класі дисперсних ґрунтів виділяють дві групи: *зв'язані* – глинисті та органічного походження (мули, сапропелі, заторфовані, торфи тощо) і *незв'язані* – уламкові (піски, дрєва, галька, гравій та ін.). *Незв'язані ґрунти* – ґрунти, в яких структурні зв'язки між мінеральними зернами і уламками відсутні.

Незв'язані ґрунти зі зв'язаними мінеральними частками поділяють на різновиди за: гранулометричним складом, коефіцієнтом водонасичення, ступенем засоленості D_{sab} , відносною деформацією здійснення ε_{fn} , температурою. Великоуламкові ґрунти поділяють на різновиди за коефіцієнтами: вивітрілості k_{wr} та розтирання k_{fr} ; а піски – за ступенем неоднорідності гранулометричного складу C_u , коефіцієнтом пористості, ступенем щільності I_D , відносним вмістом органічних речовин I_r .

Класифікація пісків за ступенем щільності згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96 наведена у табл. 9.4.

Таблиця 9.4

Класифікація пісків за ступенем щільності

Різновиди ґрунту	Ступенем щільності
Слабоущільнений	$0 \leq I_D \leq 0,33$
Середньоущільнений	$0,33 \leq I_D \leq 0,66$
Сильноущільнений	$0,66 \leq I_D \leq 1,00$

Зв'язані ґрунти – це ґрунти, у яких між мінеральними частками діють тиксотропно-коагуляційні та кристалізаційно-конденсаційні (цементаційні) структурні зв'язки. Міцність цих зв'язків залежить від ступеня дисперсності ґрунтів, їх мінерального складу, щільності, вологості, складу цементуючої речовини та інших чинників. Міцність структурних зв'язків характеризується зчепленням.

До складу глинистих ґрунтів у різних співвідношеннях входять глинисті, пилуваті та піщані частки. Властивості цих ґрунтів у багатьох випадках визначаються мінеральним складом саме глинистої фракції. Важливе значення мають такі глинисті мінерали, як каолінит, іліт і монтморилоніт.

Глинисті ґрунти розподіляють на різновиди за: показниками пластичності та текучості, відносними деформаціями набухання без навантаження, просідання та здійснення, відносним вмістом органічних речовин, ступенем засоленості, температурою.

Мерзлі ґрунти – це ґрунти, які мають мінусову чи нульову температуру, вміщують у своєму складі льодяні включення та характеризуються криогенними структурними зв'язками. У цьому класі існують групи: скельних, напівскельних, зв'язаних і льодяних ґрунтів.

Різновиди мерзлих ґрунтів (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96) виділяють також за льодистістю за рахунок видимих льодяних включень i_i (співвідношення об'єму видимих льодяних включень, що містяться в ньому, та об'єму мерзлого ґрунту) (табл. 9.5).

Таблиця 9.5

**Різновиди природно мерзлих ґрунтів за льодистістю
за рахунок видимих льодяних включень**

Різновиди ґрунтів	Льодистість за рахунок видимих льодяних включень	
	Скельні та напівскельні ґрунти	Дисперсні ґрунти, ч.о.
Слабольшодистий	$i_i < 0,01$	$i_i < 0,20$
Льодистий	$0,01 \leq i_i \leq 0,05$	$0,20 \leq i_i \leq 0,40$
Сильнольодистий	$i_i > 0,05$	$0,40 \leq i_i \leq 0,60$
Дуже сильнольодистий	–	$0,60 \leq i_i \leq 0,90$

Мерзлі ґрунти поділяють також за температурно-міцнісними властивостями на твердомерзлі, пластичномерзлі та сипучомерзлі. Через наявність льодово-цементних зв'язків за негативних температур ці ґрунти – міцні й малодеформаційні, але за відтавання порового льоду такі зв'язки стрімко руйнуються, що призводить до деформації ґрунтів.

Техногенні ґрунти. Техногенні ґрунти можуть бути природного походження зі зруйнованою первинною структурою, мінеральними відходами промислового виробництва, твердими побутовими відходами, а також утвореними в процесі гідронамиву чи відсипання.

У всіх цих ґрунтах поступово відбуваються різноманітні фізичні, фізико-хімічні, біологічні та інші процеси, що веде, з одного боку, до їх самоущільнення та зміцнення, а з іншого – до розпаду. Тому таким ґрунтам притаманні особливості дисперсних ґрунтів.

9.2. ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Інженерно-геологічні властивості порід є загальним поняттям, що охоплює фізичні, механічні та водно-фізичні властивості ґрунтів. У будівельній практиці найчастіше доводиться мати справу з пухкими дисперсними ґрунтами, які характеризуються значною мінливістю. Розглянемо деякі їхні властивості.

9.2.1. Фізичні та механічні властивості ґрунтів

Фізичні властивості ґрунтів

Якщо визначити об'єм мінеральних часток – v_s , об'єм пор – v_n , загальну масу ґрунту – m_z , масу мінеральних часток – m_s , а масу води в порах – m_w , то можна визначити об'єм ґрунту природного складу (v_z):

$$v_z = v_s + v_n \quad \text{та} \quad m_z = m_s + m_w. \quad (9.1)$$

Основними фізичними величинами, які характеризують ґрунт, є:

Щільність ґрунту (ρ), г/см³, т/м³ – співвідношення загальної маси ґрунту (включаючи масу води в його порах) до його загального об'єму:

$$\rho = \frac{m_s + m_w}{v_s + v_n} = \frac{m_z}{v_z}. \quad (9.2)$$

Щільність скелета (сухого) ґрунту (ρ_d) – співвідношення маси скелета ґрунту до та загального об'єму ґрунту:

$$\rho_d = \frac{m_s}{v_s + v_n} = \frac{m_s}{v_z}. \quad (9.3)$$

Класифікація ґрунтів за щільністю скелета ґрунту (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96) наведена у табл. 9.6.

Таблиця 9.6

Класифікація ґрунтів за щільністю скелета ґрунту

Різнovid ґрунтів	Щільністю скелета, ρ_d
Дуже щільний	> 2,50
Щільний	2,50–2,10
Пухкий	2,10–1,20
Дуже пухкий	< 1,20

Щільність часток ґрунту (ρ_s) – співвідношення маси часток скелета ґрунту до їхнього об'єму:

$$\rho_s = \frac{m_s}{v_s}. \quad (9.4)$$

Пористість ґрунту (n) – співвідношення об'єму пор у ґрунті та загального об'єму ґрунту:

$$n = \frac{v_n}{v_s + v_n} = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s}. \quad (9.5)$$

Коефіцієнт пористості ґрунту (e) – співвідношення об'єму пор у ґрунті до об'єму мінеральних часток ґрунту:

$$e = \frac{v_n}{v_s} = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} = \frac{\rho_s}{\rho_d} - 1. \quad (9.6)$$

У табл. 9.7 наведена класифікація пісків (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96) за коефіцієнтом пористості.

Різновиди пісків за коефіцієнтом пористості

Різновиди пісків	Коефіцієнт пористості, e		
	Піски гравіюваті, крупні та середньої крупності	Піски дрібні	Піски пилюваті
Щільний	< 0,55	< 0,60	< 0,60
Середньої щільності	0,55–0,70	0,60–0,75	0,60–0,80
Пухкий	> 0,70	> 0,75	> 0,80

Для підрахунку ваги ґрунту використовують такі характеристики:

- питому вагу ґрунту Н/см^3 , кН/м^3 :

$$\gamma = \rho \cdot g, \quad (9.7)$$

де $g = 9,81 \text{ м/с}^2 \approx 10 \text{ м/с}^2$ – прискорення вільного падіння;

- питому вагу часток ґрунту Н/см^3 , кН/м^3 :

$$\gamma_s = \rho_s \cdot g; \quad (9.8)$$

- питому вагу сухого ґрунту, Н/см^3 , кН/м^3 :

$$\gamma_d = \rho_d \cdot g. \quad (9.9)$$

Властивості ґрунтів значною мірою залежать від розмірів мінеральних часток, які в них переважають, тобто від їх *гранулометричного складу*.

Великоуламкові та піщані ґрунти залежно від гранулометричного складу та розміру окремих часток (фракцій) класифікуються за величиною мінеральних фракцій (табл. 9.8).

Таблиця 9.8

Класифікація великоуламкових і піщаних ґрунтів за величиною фракцій

Назва ґрунту		Розмір часток, мм
1		2
Валуни (окатані) Брили (кутуваті)	Великі	> 800
	Середні	400–800
	Дрібні	200–400
Галька (окатана) Щебінь (кутуватий)	Великі	100–200
	Середні	60–100
	Дрібні	10–60
Гравій (окатаний) Дресва (кутувата)	Великі	4–10
	Дрібні	2–4
Піщані частки	Гравелисті	1–2
	Великі	0,5–1
	Середні	0,25–0,5
	Дрібні	0,1–0,25
	Пилюваті	0,05–0,1

Продовження таблиці 9.8

1		2
Пилуваті частки	Великі	0,01–0,05
	Дрібні	0,002–0,01
Глинисті частки		< 0,002

У природних умовах нескельні ґрунти вміщують фракції різних розмірів. Тому для характеристики ґрунту проводять гранулометричний (ситовий) аналіз, за результатами якого встановлюється відсотковий вміст окремих фракцій (табл. 9.9).

Таблиця 9.9

Види великоуламкових і піщаних ґрунтів

Назва ґрунту	Розподіл часток за крупністю (% маси сухого ґрунту)
<i>Крупноуламкові ґрунти</i>	
Валунний (бриловий)	Маса часток, більших за 200 мм, більше 50 %
Гальковий (щербенистий)	Маса часток, більших за 10 мм, більше 50 %
Гравійний (дресвяний)	Маса часток, більших за 2 мм, більше 50 %
<i>Піщані ґрунти</i>	
Гравелистий	Маса часток, більших 2 мм, більше 50 %
Великий	Маса часток, більших 0,5 мм, більше 50 %
Середньої величини	Маса часток, більших 0,25 мм, більше 50 %
Дрібний	Маса часток, більших 0,1 мм, більше 75 %
Пилуватий	Маса часток, більших 0,1 мм, менше 75 %

Для встановлення виду ґрунту за табл. 9.9 послідовно подаються відсотки вмісту часток ґрунту. Вид ґрунту визначається за найбільшими кількісними показниками у порядку розміщення найменувань у таблиці. За наявності у крупноуламкових ґрунтах піщаного (більше 40 %) або глинистого (більше 30 %) заповнювача у назві ґрунту необхідно вказувати і його вид. Форму запису результатів ситового аналізу піщаного ґрунту у відсотках до ваги всієї наважки наведено в табл. 9.10.

Результати ситового аналізу піщаного ґрунту

Показники	Діаметр отворів сит, см				Піддон < 0,1
	> 2	2–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	
Маса фракції, г (вміст фракції в % за масою)	6	26	31	31	6
Вміст фракції, в % за масою	<i>фракції ґрунту</i>				
	> 2	> 0,5	> 0,25	> 0,1	< 0,1
	6	32	63	94	6
Вміст фракції, в % за масою	<i>фракції ґрунту</i>				
	> 2	< 2	< 0,5	< 0,25	< 0,1
	6	94	68	37	6

За зерновим складом встановлюється назва ґрунту і будується крива зернового складу у напівлогарифмічному або лінійному масштабі (рис. 9.2).

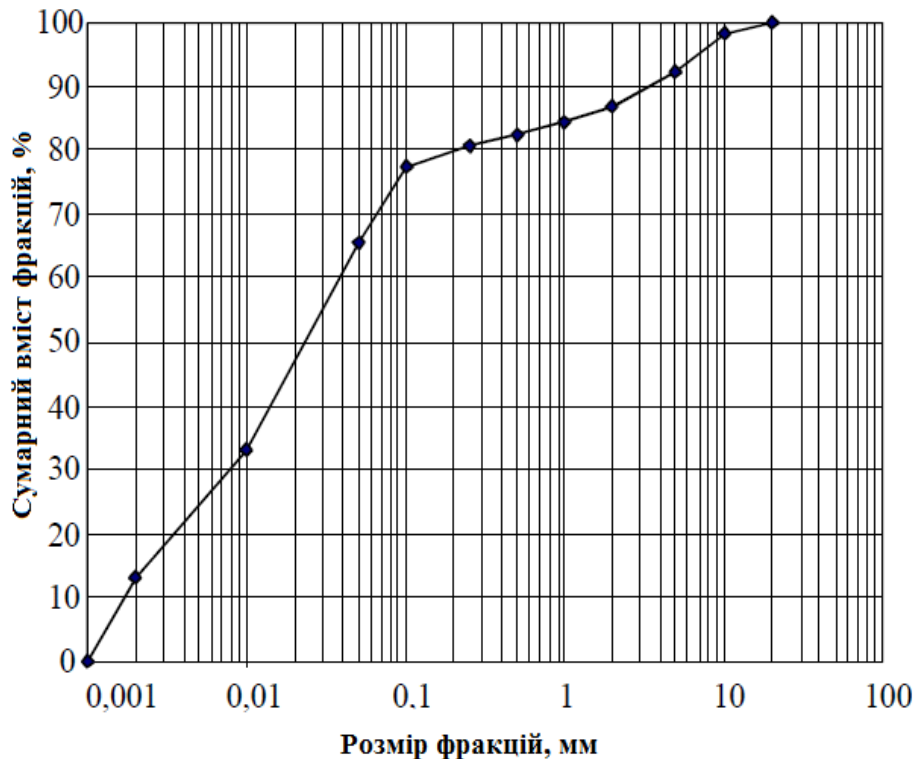


Рис. 9.2. Крива неоднорідності зернового (гранулометричного) складу ґрунту

За допомогою сумарної кривої визначаються діючий (ефективний) діаметр d_{10} і d_{60} , та ступінь неоднорідності ґрунту:

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}}, \quad (9.10)$$

де d_{60} – діаметр часток, менше за який у певному ґрунті вміщується 60 % за масою; d_{10} – діаметр часток, менше за який у певному ґрунті вміщується 10 % за масою.

Ґрунт має назву *однорідного* – якщо $C_u \leq 3$ – і *неоднорідного* – якщо $C_u > 3$.

Залежно від вмісту рослинних решток ґрунтам присвоюють додаткові найменування:

- ґрунти з домішкою органічних речовин – за вмісту рослинних решток менше 10 %;
- заторфовані ґрунти – за вмісту органічних решток від 10 до 60 %;
- торфи – за вмісту органічних решток більше 60 %.

Піщані та глинисті ґрунти мають різні властивості, що наведені у табл. 9.11.

Таблиця 9.11

Фізичні властивості піщаних і глинистих ґрунтів

Піщані	Глинисті
Складаються із округлих часток або кучастих зерен розміром більше 0,05 мм	В основному складаються із часток, менших за 0,005 мм. Колоїдна частина вміщує мінерали групи монтморилоніту, карлініту та ін.
Сумарна поверхня часток є малою	Сумарна поверхня часток є дуже великою
Структура залежить від розміщення зерен і не залежить від вологості	Структура обумовлена зв'язком часток залежно від фізико-хімічних властивостей дисперсної системи
Пористість залежить від розміщення зерен і не залежить від вологості	Пористість є непостійною і залежить від вологості та тиску
Водопроникні	Практично водотривкі
Хімічно інертні до води	Вступають у хімічну взаємодію з водою
Бувають у сипучому і текучому станах, не пластичні	Бувають у трьох станах: твердому, пластичному і текучому
Під навантаженням стискаються мало, до того ж деформація проходить миттєво і незворотно	Під навантаженням сильно стискаються з невеликою швидкістю. Деформація стиснення є зворотною

Механічні властивості ґрунтів

Механічні властивості ґрунтів використовуються для оцінки їхньої міцності та стійкості, мають найбільше значення у геотехніці. Оскільки формування ґрунтів відбувається протягом тривалого геологічного часу, їхні механічні властивості не можуть обумовлюватись лише характером структурних зв'язків часток, гранулометричним і мінеральним складом та вологістю. Тому вони повинні визначитися експериментально. Основними

механічними властивостями ґрунтів є стисливість, опір зрушенню та водопроникність.

Стисливість (за законом ущільнення) – здатність ґрунту зменшуватися в об'ємі під дією зовнішніх навантажень. Зміна об'єму ґрунту відбувається за рахунок: зменшення об'ємів пор, розміщених у середині ґрунту, і заповнення водою або повітрям, за рахунок зміни фізичного стану тощо.

Отже, стисливість ґрунту залежить від його пористості, гранулометричного і мінералогічного складу, природи внутрішніх структурних зв'язків і характеру зовнішнього навантаження.

Стисливість ґрунтів під впливом зовнішнього навантаження має назву *просадки* або *деформації ґрунтів*. Деформації ґрунтів поділяються на пружні і пластичні.

Пружні деформації виникають внаслідок дії навантажень, які не руйнують структурні зв'язки між окремими частинками і характеризують здатність ґрунту повертатись у стале положення після зняття навантаження, тобто не перевищують структурну міцність ґрунту.

Пластичні деформації виникають через навантаження, які призводять до руйнування скелета ґрунту, відносного переміщення часток ґрунту і порушення зв'язків між ними. Пластичні деформації поділяються на об'ємні, які ущільнюють ґрунт за рахунок зміни об'єму внутрішніх пор, і зсувні, які ущільнюють ґрунт за рахунок зміни його початкової форми аж до повного руйнування структури ґрунту.

Випробування ґрунтів на стиснення проводиться шляхом їх ущільнення під навантаженням без можливості бокового розширення. Отже, зміна об'єму може відбутись тільки за рахунок зміни висоти пресу. Дослідження виконуються у жорсткому кільці (одометрі) (рис. 9.3).

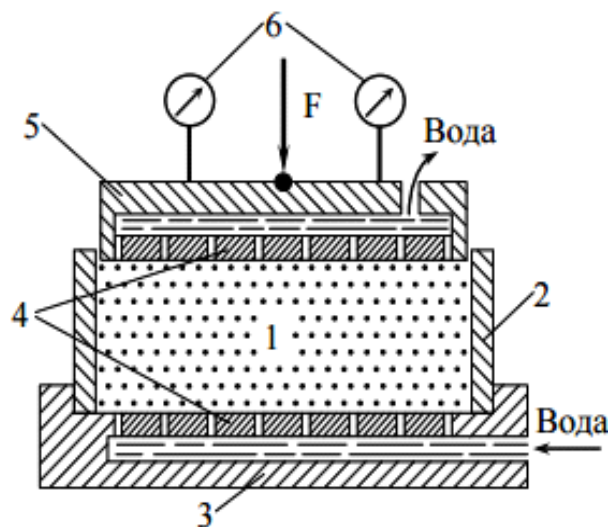


Рис. 9.3. Схема приладу для компресійних випробувань:

1 – зразок ґрунту; 2 – металеве кільце; 3 – днище; 4 – тонкі отвори;
5 – штамп; 6 – індикатори годинникового типу; F – напрямок прикладення навантаження

Випробування проводять у процесі ступеневого навантаження з вимірюванням величини деформації. Ступінь навантаження приймається у межах 0,01–0,1 МПа, залежно від природного стану ґрунту. Вода під час стиснення ґрунту вільно виходить через перфоровані штампи.

За результатами випробувань отримують експериментальні значення, завдяки яким можна розрахувати зміни коефіцієнта пористості:

$$\Delta e = \frac{\Delta h}{h}(1 + e_0) \quad (9.11)$$

де Δe – зміна коефіцієнта пористості, h – початкова висота зразка ґрунту, Δh – деформація зразка ґрунту під навантаженням, e_0 – початковий коефіцієнт пористості зразка.

Оскільки величина коефіцієнта пористості до початку стиснення є заздалегідь відомою, зміна коефіцієнта пористості ґрунту є пропорційною до відносної деформації. Отже, за цією формулою можна розрахувати значення коефіцієнта пористості ґрунту після дії на нього будь-якого тиску.

Зміна величини коефіцієнта пористості ґрунту, залежно від величини тиску на нього, може бути зображена графічно у прямокутних координатах P і e . Такий графік має назву кривої компресії (рис. 9.4).

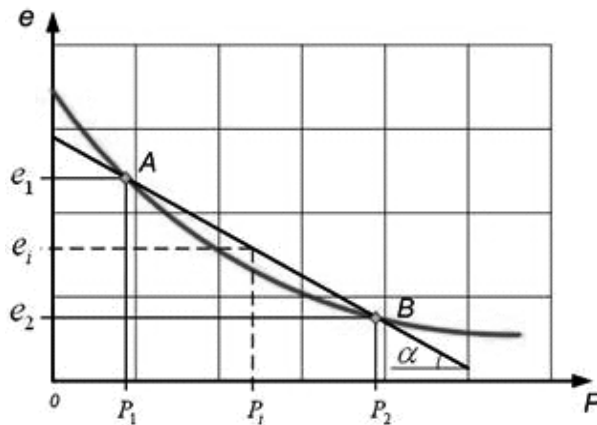


Рис. 9.4. Графік компресійної кривої: АВ – ділянка компресійної кривої, в межах якої залежність між коефіцієнтом пористості та навантаженням близька до лінійної; α – кут нахилу відрізка АВ компресійної кривої до осі тисків; P_1 , P_2 , P_i – прикладений тиск; e_1 , e_2 , e_i – коефіцієнт пористості ґрунту, залежно від величини тиску на нього

Якщо на графіку компресійної залежності ґрунту обрати точку А з координатами p_1 і e_1 , збільшивши тиск на $\Delta p = (p_2 - p_1)$, величина e зменшиться на величину $\Delta e = (e_1 - e_2)$. Співвідношення $\Delta e / \Delta p = -\text{tg} \alpha$ за Δp , що спрямоване до нуля, має вираз:

$$\frac{de}{dp} = -\text{tg} \alpha = -a \quad (9.12)$$

Величина a є тангенсом кута нахилу дотичної до компресійної кривої у певній точці. Вона повністю характеризує криву компресії і називається *коефіцієнтом стисливості*, або *коефіцієнтом ущільнення ґрунту*:

$$m_o = \text{tg} \alpha = \frac{e_1 - e_2}{p_1 - p_2}, \text{ або } e_1 - e_2 = m_o (p_2 - p_1) \quad (9.13)$$

Продиференціювавши рівняння, отримаємо:

$$de = -m_0 \cdot dp. \quad (9.14)$$

Це співвідношення є основою принципу лінійної деформації та консолідації ґрунту. Рівняння відображає лінійну залежність між тиском і відносною деформацією, відповідаючи закону Гука (закон ущільнення): *нескінченно мала зміна об'єму пор ґрунту прямо пропорційна до нескінченно малої зміни тиску.*

Ще однією величиною, що характеризує стисливість ґрунтів, є *модуль деформації ґрунту (E)*. Модуль загальної деформації є важливою характеристикою під час розрахунків основ будівель та інженерних споруд і визначається в польових і лабораторних умовах.

Найбільш поширений спосіб визначення модуля деформації – проведення компресійних випробувань. У цьому випадку модуль деформації розраховується за формулою

$$E = \frac{\beta}{m_v} = \frac{1+e_0}{m_0} \beta, \quad (9.15)$$

де β – коефіцієнт, що враховує неможливість бічного розширення ґрунту й розраховується за формулою

$$\beta = 1 - \frac{2\nu^2}{1-\nu}, \quad (9.16)$$

де ν – коефіцієнт бічного розширення ґрунту (коефіцієнт Пуассона).

Для крупноуламкових ґрунтів $\beta = 0,8$, для пісків та супісків – $0,74$, для суглинків – $0,62$ та для глин – $0,93$.

Значення модуля деформації ґрунту, знайдене з використанням компресійних кривих, відрізняється від дійсного, оскільки під час відбору зразків ґрунту все ж відбувається якесь порушення його природної структури. Тому для визначення модуля деформації використовують польовий метод випробування ґрунту статичним навантаженням.

Опір ґрунтів зрушенню. Під час послідовного збільшення навантаження на ґрунт спостерігаються три стадії його напруженого стану: а) ущільнення; б) зрушення; в) руйнування чи випирання.

На першій стадії спостерігається зменшення міжчасткового простору ґрунтів. При цьому швидкість деформації з часом зменшується, наближаючись до нуля.

Друга стадія характеризується виникненням дотичних напружень у ґрунтовому масиві під час прикладання до нього зовнішніх навантажень. Чим інтенсивніше в основах будівельних конструкцій розвиваються зони зрушення, тим значнішим стає їх просідання і тим більший час займає стабілізація.

Опір ґрунту зрушенню характеризується його міцнісними властивостями і використовується у розрахунках основ за першим граничним станом (за міцністю).

Міцність ґрунту – здатність сприймати зовнішнє навантаження без руйнування, що визначається його внутрішнім опором зрушенню (τ).

Опір ґрунту зрушенню обумовлюється двома фізико-механічними факторами – внутрішнім тертям і зчепленням. У незв'язних сипучих (піщаних) ґрунтах опір зрушенню залежить виключно від внутрішнього тертя між частками ґрунту.

У глинистих ґрунтах розрахунок опору зрушенню ускладнюється наявністю сил зчеплення та водно-супензійних і цементацийних зв'язків, які мають вплив на цей параметр. Здатність ґрунтів опиратися зрушенню характеризують кут внутрішнього тертя ґрунту, сила зчеплення часток, а також кут та коефіцієнт зрушення. У лабораторних умовах опір ґрунту зрушенню встановлюється дослідженнями його зразків за допомогою різних приладів. Найпростішим із них є одноплоский зрушуючий прилад (рис. 9.5).

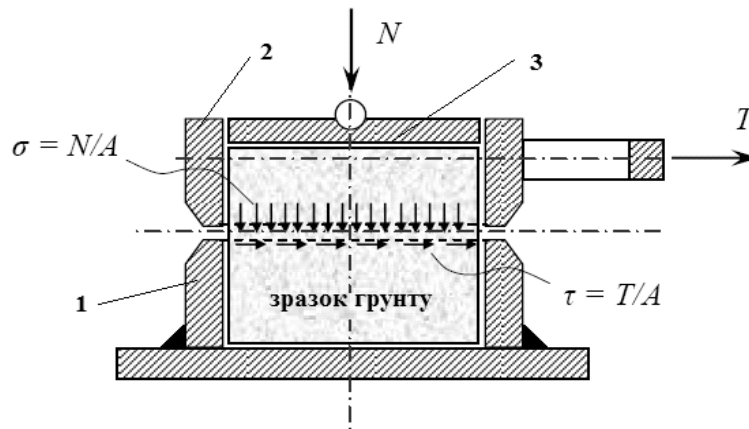


Рис. 9.5. Схема приладу для випробування ґрунту на зрушення:

1 – нерухома обойма; 2 – рухома обойма; 3 – фільтруюча пластина; N – напрямок дії вертикальної сили, прикладеної до зразка ґрунту; T – напрямок дії горизонтального навантаження

В приладі для випробування ґрунту на зрушення металева обойма (кільце) розділена на дві частини – верхню, що може переміщуватись під дією горизонтального (дотичного) навантаження T і нижню – нерухома. Між цими частинами кільця встановлюють проміжок 0,5–1 мм, що задає площину, за якою відбудеться зрушення рухомої частини зразка. На зразок ґрунту в кільці через штамп передають стискаючу (нормальну) силу N . Горизонтальні переміщення верхньої частини зразка фіксують індикатором, встановленим на верхній каретці приладу.

Дослідження ґрунту на зрушення проводять за різних вертикальних напружень (σ) для зразків ґрунту, які залишаються постійними протягом одного випробування.

Результати випробувань оформлюють у вигляді графіків (рис. 9.6, 9.7).

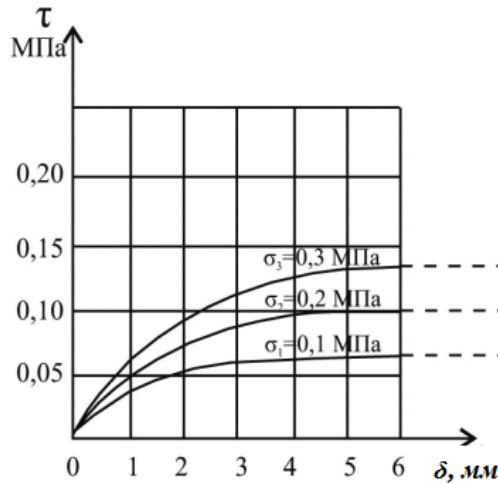


Рис. 9.6. Графік випробувань ґрунту на різі $\delta = f(\tau)$

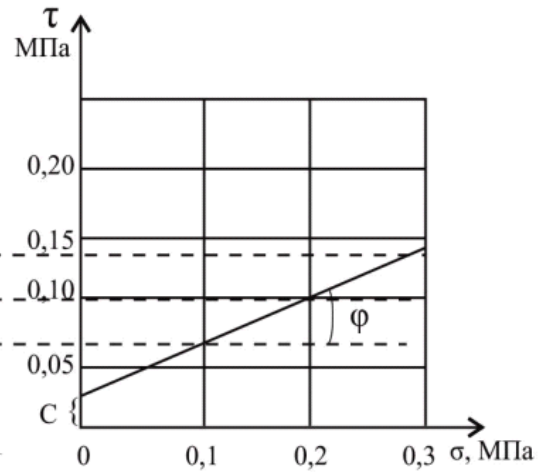


Рис. 9.7. Графік залежності опору зсуву від нормального напруження $\tau = f(\sigma)$

Як свідчать результати досліджень, для сипучих ґрунтів графік залежності опору зрушенню від нормального напруження може бути виражений рівнянням

$$\tau = \sigma_i \times \operatorname{tg} \varphi = \sigma \times f, \quad (9.17)$$

де $\operatorname{tg} \varphi$ – коефіцієнт внутрішнього тертя, що характеризує тертя між частками ґрунту, а $\operatorname{tg} \varphi = f$. Тоді φ є кутом внутрішнього тертя.

Ця залежність встановлена у 1773р. французьким вченим Ш. Кулоном і для сипучих ґрунтів формулюється так: «Опір сипучих ґрунтів зрушенню є опором тертю, прямо пропорційному до нормального тиску».

Відомо, що глинисті ґрунти (супісок, суглинок, глина) характеризуються зв'язаністю, інтенсивність якої залежить від вологості і ступеня ущільнення ґрунту. Дослідження глинистих ґрунтів виконується на тих же приладах, що і незв'язних ґрунтів, тільки фільтруюча пластина не має зубців. Проводиться декілька випробувань і будується графік (рис. 9.7).

Залежність $\tau = f(\sigma)$ для зв'язаних ґрунтів може бути представленою наступним чином:

$$\tau = \sigma \times \operatorname{tg} \varphi + c = \sigma \times f + c, \quad (9.18)$$

де C – відрізок, який характеризує питоме зчеплення, що залежить від ступеня зв'язаності ґрунту.

Закон Кулона для зв'язаних ґрунтів формулюється наступним чином: «Граничний опір зрушенню під час завершення їх консолідації є функцією першого ступеня від нормального напруження».

Залежно від методу випробовування характеристики ґрунтів можуть бути різними (табл. 9.12).

Характеристики ґрунтів, отримані різними методами випробування

Вид ґрунту	Метод випробувань					
	Бетонний штамп	Бетонний штамп	Бетонний штамп	Бетонний штамп	Одометр	Стабілометр
	φ, град.	с, Н/см ²	φ, град.	с, Н/см ²	φ, град.	с, Н/см ²
Дрібний пісок	25–30	0,6	34	0,6	42	0
Щільні суглинки, супіски	22–45	6,3	27–35	0,6	33	15
Глина	14–16	3,8–5,2	17	0,92	–	–
Щільна глина	28	1,6	34	20,7	–	–

9.2.2. Водно-фізичні властивості ґрунтів

Водно-фізичні властивості ґрунтів визначаються їхньою вологістю та водопроникністю.

Вологістю ґрунту називають співвідношення маси води, яка міститься в порах ґрунту, та маси сухого ґрунту. Вологість є однією з найважливіших характеристик фізичного стану ґрунту, що визначає масланистість, деформацію та інші його властивості.

Вагова (природна) вологість ґрунту (W) – це співвідношення маси води в ґрунті до маси твердих часток:

$$W = \frac{m_w}{m_s} = \frac{m_z - m_s}{m_s} 100\%, \quad (9.19)$$

де m_z – загальна маса ґрунту, m_s – маса мінеральних часток, m_w – маса води в порах.

Повна вологомісткість ґрунту (W_n) – це вологість за повного заповнення пор водою:

$$W_n = \frac{e\gamma_w}{\gamma_s} = \frac{n}{\gamma_d}, \quad (9.20)$$

де $\gamma_w = 10 \text{ кН/м}^3$ – питома вага води.

Ступінь вологості (коефіцієнт водонасичення) ґрунту (S_r) – співвідношення об'єму води, яка вміщується в ґрунті, та об'єму пор:

$$S_r = \frac{v_w}{v_n} = \frac{W}{W_n} = \frac{W\gamma_s}{e\gamma_w}. \quad (9.21)$$

Ця величина характеризує ступінь заповнення пор ґрунту рідиною і змінюється від 0 до 1, характеризуючи значення коефіцієнта водонасичення.

Значення ступенів вологості великоуламкових ґрунтів та пісків (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96) наведено в табл. 9.13.

Ступінь вологості ґрунтів

Група	Ступінь вологості, S_r
Малого ступеня водонасичення	0–0,50
Середнього ступеня водонасичення	0,50–0,80
Насичені водою	0,80–1,00

Ґрунти, які вміщують достатню кількість глинистих часток, характеризуються *пластичністю* – здатністю змінювати свою форму під впливом зовнішніх сил. Цю властивість ґрунти мають лише за певної вологості.

Величина вологості ґрунту, за якої ґрунт втрачає пластичність і переходить у текучий стан, близький до стану в'язкої рідини, має назву *межі текучості ґрунту* W_L .

Величина вологості ґрунту, за якої ґрунт втрачає властивості пластичності і переходить у твердий стан (близький до стану твердих тіл), називається *межею пластичності, або межею розкатування* W_p .

Згадані вище величини встановлюються за допомогою практичних лабораторних вимірювань.

Пластичність характеризується *числом пластичності* (I_p), обчислювання якого зводиться до визначення меж текучості і розкатування:

$$I_p = W_L - W_p. \quad (9.22)$$

Чим більшим є інтервал вологості, в якому ґрунт зберігає пластичні властивості, тим пластичнішим він вважається.

В піщаних непластичних ґрунтах вміст глинистих часток зазвичай не перевищує 3 %. Класифікація глинистих ґрунтів за числом пластичності. (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96) наведена в табл. 9.14.

Таблиця 9.14

Класифікація глинистих ґрунтів за числом пластичності

Різнovid ґрунтів	Число пластичності, I_p
Глина	17
Суглинок	17-7
Супісок	7-1

За наявності у глинистих ґрунтах часток, крупніших за 2 мм, у кількості 15–20 % необхідно до назви ґрунту, відповідно, додавати «з галькою» або «з гравієм», а за вмісту цих часток від 25 до 50 % – «гальковий» або «гравійний».

Порівняння природної вологості ґрунту з вологістю на межі пластичності та межі розкатування дозволяє встановити його стан за консистенцією. Для цього використовують *показник текучості* (I_L):

$$I_L = \frac{W - W_p}{I_p} \quad (9.23)$$

Класифікація глинистих ґрунтів за показником текучості (згідно з ДСТУ Б В.2.1-2-96) наведена в табл. 9.15.

Таблиця 9.15

Класифікація глинистих ґрунтів за показником текучості

Різнovid ґрунту	Показник текучості, I_L
Супісок	
твердий	< 0
пластичний	0–1
текучий	> 1
Глина та суглинок	
тверді	< 0
напівтверді	0–0,25
тугопластичні	0,25–0,50
м'якопластичні	0,50–0,75
текучопластичні	0,75–1
текучі	> 1

Глинистий ґрунт, який сформувався як осад у воді і характеризується вологістю (що перевищує вологість на межі текучості з коефіцієнтом пористості більшим за 1,0 для супісків і суглинків і більшим за 1,5 для глин), називають *мулом*.

За здатністю пропускати (фільтрувати) воду ґрунти характеризуються величиною водопроникності.

Водопроникністю називають здатність ґрунту пропускати через себе воду під дією різниці тисків. Вона обумовлюється фізичною будовою і складом ґрунту.

Водопроникність ґрунтів оцінюється за допомогою коефіцієнта фільтрації k_f . Для добре фільтруючих ґрунтів (піски, супіски та ін.) коефіцієнт фільтрації (k_f) визначають за допомогою спеціального приладу (рис. 9.8).

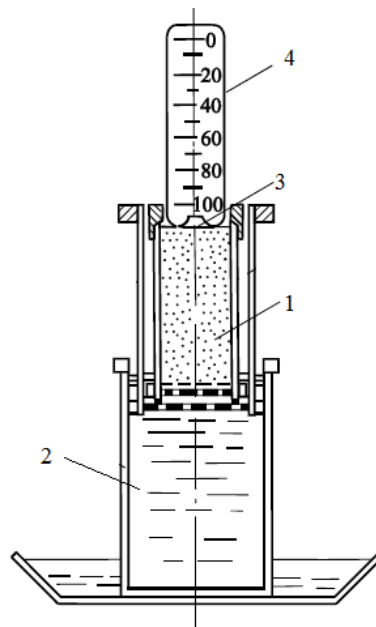


Рис. 9.8. Схема приладу КФ для визначення коефіцієнта фільтрації:
1 – ґрунт; 2 – вода; 3 – сітка; 4 – мірна посудина

За результатами випробувань зразка ґрунту на водопроникність коефіцієнт фільтрації визначається за формулою

$$k_{\phi} = \frac{v}{A \times I \times t}, \quad (9.24)$$

де v – об'єм води, зібраної у колбу; A – площа поперечного перерізу зразка ґрунту; t – час, за який через зразок ґрунту профільтрувався певний об'єм води; I – гідравлічний градієнт.

Гідравлічний ухил визначається за формулою

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L}. \quad (9.25)$$

Орієнтовні значення коефіцієнта фільтрації для різних ґрунтів наведено у табл. 9.16.

Таблиця 9.16

Коефіцієнт фільтрації ґрунтів

Ґрунт	Коефіцієнт фільтрації, м/добу
Пісок:	
• крупний	55–25
• середньої крупності	25–10
• дрібний	10–5
• пилюватий	5–2
Супісок	2–1
Суглинок	1–0,1
Глина	0,1–0,001 і менше

На відміну від піщаних, у глинистих ґрунтах швидкість руху води є невеликою за рахунок внутрішнього опору, що утворюється через малі розміри пор і водносуспензійні плівки. Отже, у глинистих ґрунтах фільтрація можлива лише за досягнення такого відносного градієнта тиску, який забезпечуватиме подолання водою внутрішнього опору.

Рух (фільтрація) води у глинистих ґрунтах, на відміну від піщаних (рис. 9.9, крива *a*), починається лише за досягнення певного градієнта напору (рис. 9.9, крива *б*), що долає внутрішній опір руху води.

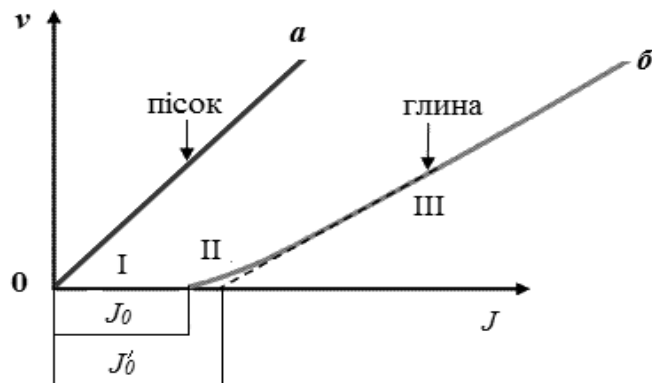


Рис. 9.9. Залежність швидкості фільтрації у ґрунті від гідравлічного градієнта: *a* – для піщаних ґрунтів, *б* – для глинистих ґрунтів

Для глинистих ґрунтів (рис. 9.9, крива *б*) розрізняють *три ділянки*: I – швидкість фільтрації практично дорівнює нулю ($V_f = 0$); II – перехідна криволінійна; III – прямолінійна, що характеризує процес сталої фільтрації.

Таким чином, у глинистих ґрунтах (особливо у щільних) за відносно невеликих значень градієнта напору фільтрації може і не виникнути (рис. 9.9, ділянка I, крива *б*). Збільшення градієнта напору призводить до поступового, дуже повільного розвитку фільтраційного ефекту (рис. 9.9, ділянка II). Нарешті, за певних значень гідравлічного градієнта встановлюється постійний режим (рис. 9.9, ділянка III).

Напірний градієнт, до досягнення якого фільтрація у ґрунті не спостерігається, називається *початковим градієнтом* (J_0). У багатьох випадках із розгляду виключають ділянку I–II (рис. 9.9, крива *б*), а закон ламінарної фільтрації для глинистих ґрунтів приймають у вигляді

$$V_f = k_f (J - J_0'), \quad (9.26)$$

де J_0' – початковий градієнт напору, тобто ділянка на осі J , що відсікає продовження відрізка прямої II–III до перетину з цією віссю. Для піщаних ґрунтів фільтрація починається відразу після отримання масою води напору (рис. 9.9, крива *a*).

9.3. РОЗРАХУНОК НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМОВАНОГО СТАНУ ГРУНТІВ

Під дією власної ваги і зовнішніх навантажень у ґрунтовому масиві формується складний напружено-деформований стан (НДС), який може трансформуватися у просторі і в часі залежно від початкових і граничних умов, властивостей ґрунтів, що складають масив тощо.

Розрізняють природний, початковий (після дії зовнішнього навантаження), проміжний, або нестабілізований, та стабілізований напружено-деформований стан масиву ґрунту.

Основними задачами розрахунку напружень у будівельних ґрунтах є:

- визначення напружень по підшві фундаментів споруд, а також по поверхні взаємодії конструкцій з масивами ґрунту – так званих контактних напружень;
- визначення напружень у масиві ґрунту під дією місцевого навантаження в умовах як просторової, так і площинної задач;
- визначення напружень у масиві ґрунту під дією власної ваги, що має назву природного тиску.

Характер розподілу контактних напружень залежить від жорсткості, форми і розмірів фундаменту споруди і від жорсткості (підатливості) ґрунтів основи.

Розподіл напружень в основі великою мірою залежить від форми фундаменту в плані. Оскільки в промисловому і цивільному будівництві зазвичай використовуються стрічкові, прямокутні або круглі фундаменти, основне практичне значення має розрахунок напружень для випадків плоскої, просторової і вісесиметричної задач.

Точне визначення початкового напруженого стану масиву ґрунтів є складною задачею, пов'язаною з необхідністю врахування багатьох факторів. Дотепер придатного для інженерних розрахунків рішення цього завдання ще не отримано. Тому на практиці зазвичай користуються досить спрощеним уявленням про те, що природні напруження в масиві ґрунтів визначаються тільки силами гравітації, формуючись під дією власної ваги. При цьому вважається, що всі деформації масиву від власної ваги ґрунту вже припинилися і напруги повністю стабілізувалися.

Виділяються наступні фази напружено-деформованого стану ґрунту: 0 – фаза пружних деформацій; I – фаза ущільнення; II – фаза зсувів; III – фаза випору (рис. 9.10).

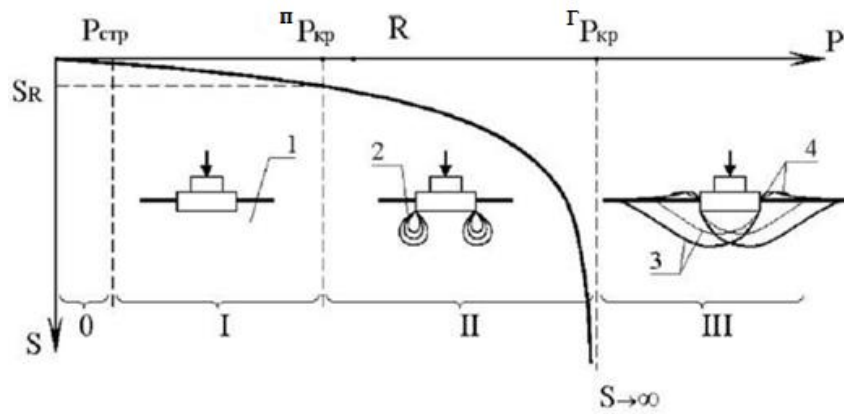


Рис. 9.10. Фази напружено-деформованого стану ґрунту:

- $P_{стр}$ – структурна міцність; $P_{кр}$ – початковий критичний тиск;
 $P_{кр}$ – граничний критичний тиск; R – розрахунковий опір ґрунту;
 0 – фаза пружної роботи; I – фаза ущільнення; II – фаза зрушень; III – фаза випирань; 1 – основа в дограничному стані; 2 – зони зрушень; 3 – лінії ковзання; 4 – зони випору

Напружено-деформований стан ґрунту в кожній із виділених фаз характеризується наступним чином.

Фаза пружних деформацій характеризується рівнем напружень у скелеті ґрунту, що не перевищує міцність структурних зв'язків між мінеральними частинками ґрунту або, що те саме – структурної міцності ґрунту. Деформації ґрунту в цій фазі оборотні і є дуже малими, оскільки обумовлені стисливістю мінеральних часток. Рівень напружень, що відповідає кінцю цієї фази, має назву, «структурна міцність ґрунту» ($P_{стр}$) і зазвичай не перевищує 5–10 % допустимих тисків на ґрунт.

Фаза ущільнення відповідає рівням напружень у ґрунті, в діапазоні яких процес його деформування задовільно підлягає закону ущільнення Терцагі. Лінійна залежність між деформаціями і напруженнями в цій фазі є необоротною. За розвантаження штампа з діапазону тисків, що відповідає фазі ущільнення, ґрунт деформується за лінійною залежністю, яка не збігається з вектором навантаження. За повного розвантаження штампа має місце незворотне (пластичне) осідання ґрунту, що відповідає нульовим напруженням по підшві. Повторне навантаження штампа до рівня напружень перед розвантаженням відбувається за графіком, що збігається із графіком розвантаження. Навантаження, що перевищує цей рівень, відбувається за законом первинного навантаження. Таким чином, закон ущільнення Терцагі встановлює лінійну залежність між напругою і сумою пружної і пластичної деформацій ґрунту. Зазначена особливість закону ущільнення формулюється як принцип лінійної деформованості: за простого навантаження ґрунту в фазі його ущільнення сума пружної і пластичної деформацій лінійно залежить від діючої напруги. Коефіцієнтом пропорційності в цій лінійній залежності є модуль деформації ґрунту E , названий так для розрізнення з модулем пружності, що характеризує деформацію пружного тіла. Модуль пружності ґрунту E_a визначається за

графіком розвантаження і є коефіцієнтом пропорційності між пружною деформацією ґрунту і діючою напругою. Модуль деформації використовується в статичних розрахунках, а модуль пружності – в динамічних розрахунках ґрунтових основ.

Фаза зсувів характеризує початок утворення в ґрунті зон граничної рівноваги.

Зоною граничної рівноваги в ґрунті називають геометричне місце точок, в яких не задовольняються умови міцності Кулона–Мора. Спочатку ці зони утворюються по краях штампа, де має місце концентрація напруг. Руйнування ґрунту супроводжується великими зсувними деформаціями, що знайшло відображення в назві цієї фази – «напружено-деформований стан ґрунту». Ущільнення ґрунту в цій фазі практично не відбувається. Ґрунт вважається нестисливим, а коефіцієнт Пуассона в цій фазі є близьким до 0,5. Тиск на ґрунт, що відповідає початку фази зсувів, називають початковим критичним тиском – ${}^{\text{п}}P_{\text{кр}}$.

Фаза випору є наслідком розвитку фази зсувів в області ґрунтового масиву, що є основою штампа з утворенням поверхонь ковзання, що відокремлюють основу штампа від ґрунтового масиву, який залягає нижче. Внаслідок цього просадки штампа відбуваються без збільшення навантаження за рахунок переміщення ґрунту основи з-під штампа по площинах ковзання та з виходом на поверхню ґрунтового масиву. При цьому навколо штампа відбувається здіймання (випору) ґрунту, що знайшло відображення в назві цієї фази. Безпосередньо під штампом у фазі випору утворюється конічна переущільнена зона, яка називається ядром жорсткості. Міцність цієї зони обумовлена бічними тисками навколишнього ґрунту, що знаходиться в стані пластичної течії, коли коефіцієнт бокового тиску в ґрунті у стані пластичної течії тяжіє до одиниці. Таким чином, жорстке ядро знаходиться (до вичерпання несучої здатності основи) у стані компресійного стиснення, яке є близьким до тривісного стиснення, що і визначає його високу міцність. У зонах пластичної течії недоущільнені ґрунти отримують додаткове ущільнення, а переущільнені – разущільнюються. Це явище називається *дилатансією*. Тиск, за яким настає фаза випору, має назву граничного критичного тиску – ${}^{\text{пр}}P_{\text{кр}}$.

Під час визначення напружень у масиві ґрунту використовуються закони механіки для пружного суцільного тіла, що дозволяє розглядати і вирішувати будь-які завдання визначення напружено-деформованого стану цього масиву.

Рівняння теорії пружності можуть бути застосовані до ґрунтів із певними обмеженнями:

- закон Гука в загальному випадку не можна застосувати, тому що у ґрунтах виникають значні залишкові деформації;

- лінійний зв'язок між напруженнями і загальними деформаціями є справедливим лише в певних межах;

- рівняння теорії пружності є справедливими тільки для масиву ґрунту, в якому відсутні області граничної рівноваги;

- рівняння теорії лінійно-деформованих тіл можна використовувати лише за одноразового навантаження основи;
- рівняння теорії лінійно-деформованих тіл відповідають початковому (непорушеному) і кінцевому (стабілізованому) статичному станам ґрунту і визначають повні напруги в скелеті ґрунту під дією зовнішніх сил.

9.3.1. Напружений стан ґрунтового масиву в певній точці

Напружено-деформований стан у точці ґрунтового масиву визначається нормальними ($\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$) і дотичними напруженнями ($\tau_{xy} = \tau_{yx}, \tau_{yz} = \tau_{zy}, \tau_{xz} = \tau_{zx}$), лінійними ($\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z$) і кутовими деформаціями ($\gamma_{xy} = \gamma_{yx}, \gamma_{yz} = \gamma_{zy}, \gamma_{xz} = \gamma_{zx}$) та переміщеннями (u, v, w). На майданчиках, де дотичні напруження дорівнюють нулю, діють головні нормальні напруги $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. У механіці ґрунтів напруги стиснення приймаються зі знаком плюс.

Для вивчення розподілу напружень у будь-якій точці всередині ґрунтового масиву в ній зазвичай виділяють тригранну призму і розглядають умови її рівноваги. Ця призма повинна мати малі поперечні розміри, порівняно з розмірами масиву ґрунту, що дозволяє вважати її нескінченно малою, під час розгляду напруження в точці (рис. 9.11).

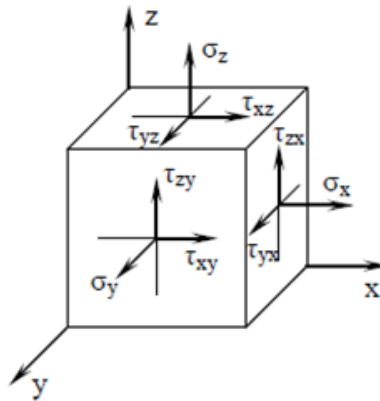


Рис. 9.11. Розподіл напружень у точках всередині ґрунтового масиву: σ_z – вертикальна нормальна напруга; σ_y – горизонтальна нормальна напруга, що діє у напрямі осі y ; σ_x – горизонтальна нормальна напруга, що діє у напрямі осі x ; τ_{xy}, τ_{yx} – дотичні напруги, що діють по гранях, паралельних осі z ($\tau_{xy} = \tau_{yx}$); τ_{zx}, τ_{xz} – однакові між собою дотичні напруги, що діють по гранях, паралельних осі y ($\tau_{zx} = \tau_{xz}$); τ_{yz}, τ_{zy} – однакові між собою дотичні напруги, що діють по гранях, паралельних осі x ($\tau_{yz} = \tau_{zy}$)

З іншого боку, ці розміри повинні бути досить великими, порівняно з розмірами окремих частинок ґрунту. При цьому їх неоднорідність не впливатиме на властивості ґрунту, що дозволяє застосовувати для визначення пружних параметрів теорію напружень.

По бічних гранях виділеної призми будуть діяти нормальні і дотичні напруження. Величина цих напружень буде змінюватися під час зміни положення бічних граней призми. У кожній точці існують два такі взаємно

перпендикулярні майданчики, на яких дотичні напруження дорівнюють нулю. Ці майданчики називаються *головними майданчиками*, а діючі в них нормальні напруження – головними напруженнями (в механіці ґрунтів $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).

Якщо межі АВ і ВС, що утворюють у призмі прямий кут, який орієнтований у напрямку головних майданчиків, то до них прикладаються головні напруження σ_1 та σ_3 , а дотичні напруження будуть відсутні (рис. 9.12).

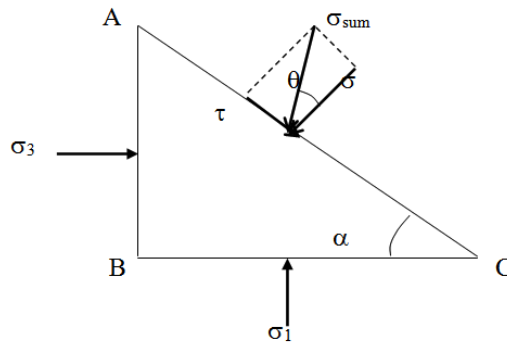


Рис. 9.12. Розподіл напружень у бічних гранях призми: А, В, С – кути призми; σ_1 та σ_3 – головні вектори напружень; σ_{sum} – сумарне напруження, що прикладене до грані АС; τ – дотичне напруження; θ – кут відхилення сумарного напруження від нормалі; α – кут нахилу грані АС до головного майданчика

По грані АС, що становить з одним з головних майданчиків кут α , будуть діяти як нормальне, так і дотичні напруження (σ і τ), величину яких можна визначити рівняннями:

$$\sigma = \sigma_1 \cdot \cos^2 \alpha + \sigma_3 \cdot \sin^2 \alpha, \quad (9.27)$$

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\alpha. \quad (9.28)$$

Повне напруження, що прикладене до грані АС, дорівнюватиме:

$$\sigma_{sum} = \sqrt{\sigma^2 + \tau^2}. \quad (9.29)$$

Відхилення сумарного напруження від нормалі утворює кут θ , який називають кутом відхилення. Зі зміною кута α зміняться σ_{sum} і θ . Коли $\alpha = 0$, $\sigma_{sum} = \sigma_1$, а за $\alpha = 90^\circ$ отримаємо $\sigma_{sum} = \sigma_3$, причому в обох випадках $\theta = 0$.

Розподіл напружень у точці на різних майданчиках з урахуванням умов плоскої задачі можна описати за допомогою рівняння еліпса напруг:

$$\frac{x^2}{\sigma_1^2} + \frac{y^2}{\sigma_3^2} = 1. \quad (9.30)$$

Залежність кута θ від кута α визначає таким рівнянням:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{\tau}{\sigma} = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) \cdot \operatorname{tg} \alpha}{(\sigma_1 + \sigma_3) \cdot \operatorname{tg}^2 \alpha}. \quad (9.31)$$

Положення двох майданчиків, що складають кут найбільшого відхилення θ_{\max} , відповідає розі $\alpha = 45^\circ \pm \theta_{\max}/2$. Для них є характерним найбільше співвідношення дотичного напруження до нормального τ / σ .

Найбільше дотичне напруження τ_{\max} буде за $\sin 2\alpha = 1$ або $\alpha = 45^\circ$. Оскільки майданчиків два, вони ділять кут між головними майданчиками навпіл.

Дія вертикальної спрямованої сили, що прикладена до поверхні лінійно-деформованого напівпростору (задача Буссінеска).

Це виглядає наступним чином. Нехай у точці O на поверхні лінійно-деформованого напівпростору прикладено вертикальну зосереджену силу N . Встановимо напруження від дії цієї сили в довільній точці M_1 , положення якої визначається координатами R і β в радіальній системі координат і координатами z і r – в декартовій. Початок координат знаходиться в точці O . Будемо вважати, що в точці M_1 діє напруження σ_R , що спрямоване по радіусу до точки O (рис. 9.13а).

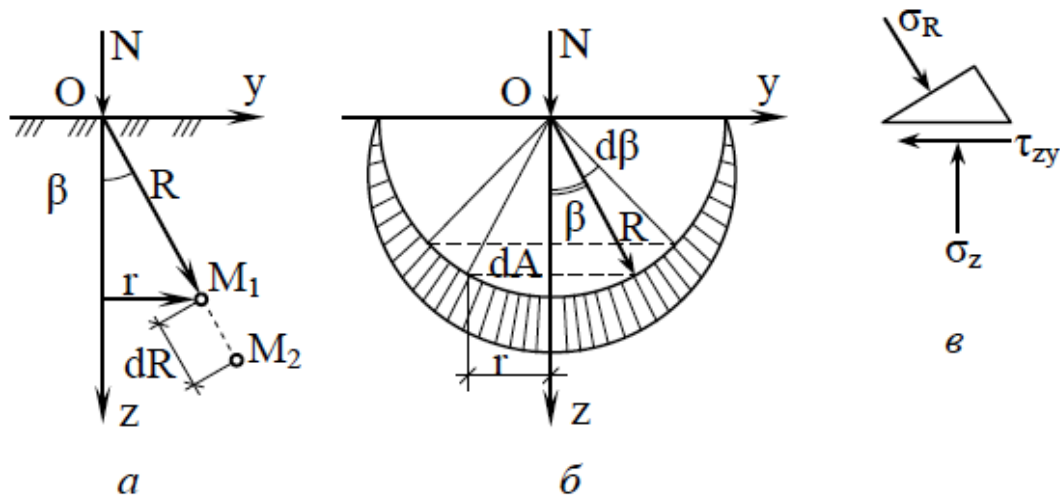


Рис. 9.13. Схеми дії сил: *а* – схема дії зосередженої сили; *б* – розподіл напруження на полушаровій поверхні; *в* – дія напруження в точці M_1 ; N – вертикальна зосереджена сила у точці O ; M_1, M_2 – довільні точки, на глибині z ; dR – відстань між точками M_1 та M_2 ; β та R – полярні ординати точки M_1 .

Вважається, що напруження σ_R є прямо пропорційним куту β і є обернено пропорційним квадрату радіусу:

$$\sigma_R = \frac{A}{R^2} \cos \beta, \quad (9.32)$$

де A – невідома постійна.

Для визначення невідомої постійної A складемо суму проєкцій на вісь z всіх сил, що діють на напівкульову поверхню з радіусом R , без урахування власної ваги ґрунту (рис. 9.13, б):

$$N - \int_0^{\pi/2} \sigma_R \cdot \cos \beta \cdot dF = 0, \quad (9.33)$$

де dF – площа поверхні елементарного кульового пояса, отриманого під час зміни кута β на величину $d\beta$.

$$dF = 2\pi(R \cdot \sin \beta) \cdot (R \cdot d\beta). \quad (9.34)$$

Проінтегрувавши вираз (9.33), отримаємо значення невідомої постійної

$$A = \frac{3N}{2\pi}. \quad (9.35)$$

Звідси знайдемо вираз для напруження:

$$\sigma_R = \frac{3N}{2\pi R^2} \cos \beta. \quad (9.36)$$

Напруження σ_R діє на площину, що перпендикулярна до радіуса. Щоб врахувати напруження, що діють на майданчику, що є паралельним обмежуючої площини, і від радіальних координат перейти до декартових, розглянемо рівновагу елементарної трикутної призми (рис. 9.13, в). Складемо рівняння проєкцій всіх сил на вертикальну вісь:

$$-\sigma_K \cdot \cos \beta \cdot dF + \sigma_z \cdot \frac{dF}{\cos \beta} = 0; \quad (9.37)$$

$$\sigma_z = \sigma_R \cdot \cos^2 \beta \quad \text{або} \quad \sigma_z = \frac{3N}{2\pi R^2} \cos^3 \beta. \quad (9.38)$$

$$\text{Оскільки } \cos \beta = \frac{z}{R}, \quad \sigma_z = \frac{3N}{2\pi} \cdot \frac{z^3}{R^5}; \quad (9.39)$$

$$\tau_{zx} = \frac{3N}{2\pi} \cdot \frac{xz^2}{R^5}; \quad (9.40)$$

$$\tau_{zy} = \frac{3N}{2\pi} \cdot \frac{yz^2}{R^5}; \quad (9.41)$$

$$\omega_z = \frac{N}{\pi CR} - \text{зміщення поверхні,}$$

де $C = \frac{E}{1-\nu^2}$ – коефіцієнт лінійно-деформуючого напівпростору.

$$\text{Оскільки } R = \sqrt{z^2 + r^2}, \text{ то } \sigma_z = \frac{3N}{2\pi} \cdot \frac{1}{z^2 \left[1 + \left(\frac{z}{r} \right)^2 \right]^{\frac{5}{2}}}. \quad (9.42)$$

$$\text{Позначивши } K = \frac{3}{2\pi \left[1 + \left(\frac{z}{r} \right)^2 \right]^{\frac{5}{2}}},$$

отримаємо для σ_z спрощений вираз:

$$\sigma_z = K \frac{N}{z^2}. \quad (9.43)$$

Аналогічно можна знайти рівняння і для інших складових тензора напружень. Для коефіцієнта K складені таблиці, що полегшують користування цією формулою (9.43).

Напруження внаслідок дії місцевого рівномірного навантаження (задача А. Лява). Розглянемо дію рівномірного навантаження інтенсивності p , розподіленої по прямокутному майданчику на поверхні лінійно-деформованого півпростору. Для визначення напружень скористаємося

рішенням Буссінеска. Для цього представимо рівномірно розподілене навантаження у вигляді елементарних зосереджених сил. Кожна з цих сил може бути визначена як

$$n = p \cdot dx \cdot dy. \quad (9.44)$$

Замінивши в рівнянні Буссінеска N на n з виразу (9.44) і проінтегрувавши його по прямокутній площі навантаження, отримаємо рівняння для вертикального напруження в будь-якій точці з координатами (x, y, z) . Воно має дуже складний, незручний для користування вигляд, через що розрахункові коефіцієнти для різних практичних випадків наведено у спеціальних таблицях.

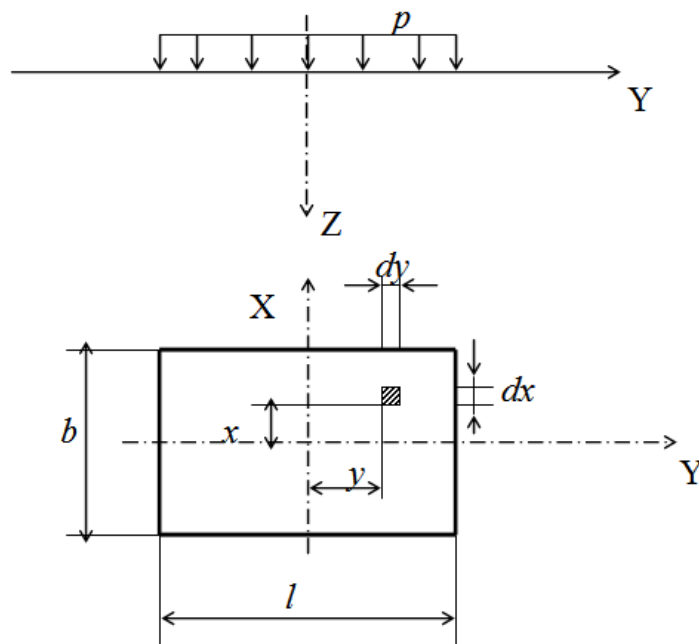


Рис. 9.14. Вектори напружень у точках, розташованих під центром прямокутної площі навантаження: b – ширина площі, l – довжина площі, p – рівномірно розподілене навантаження; x та y – координати будь-якої точки

Для точок, розташованих під центром прямокутної площі навантаження (рис. 9.14), напруження σ_z можуть бути визначені за формулою

$$\sigma_z = \alpha p, \quad (9.45)$$

де α – коефіцієнт, що приймається за таблицями; p – рівномірно розподілене навантаження.

Значення коефіцієнта α приймаються залежно від величин $\eta = l/b$ і $\xi = 2z/b$ (де l – довга сторона прямокутного майданчика навантаження; b – коротка її сторона; z – глибина розташування точки).

Визначення напружень методом кутових точок. Для визначення напружень у точках, які не лежать на осі симетрії площі навантаження, використовується метод кутових точок. Він ґрунтується на тому, що для будь-якого рівномірно навантаженого прямокутника кутове вертикальне навантаження на глибині $2z$ дорівнює одній чверті осьового вертикального напруження на глибині z (рис. 9.15).

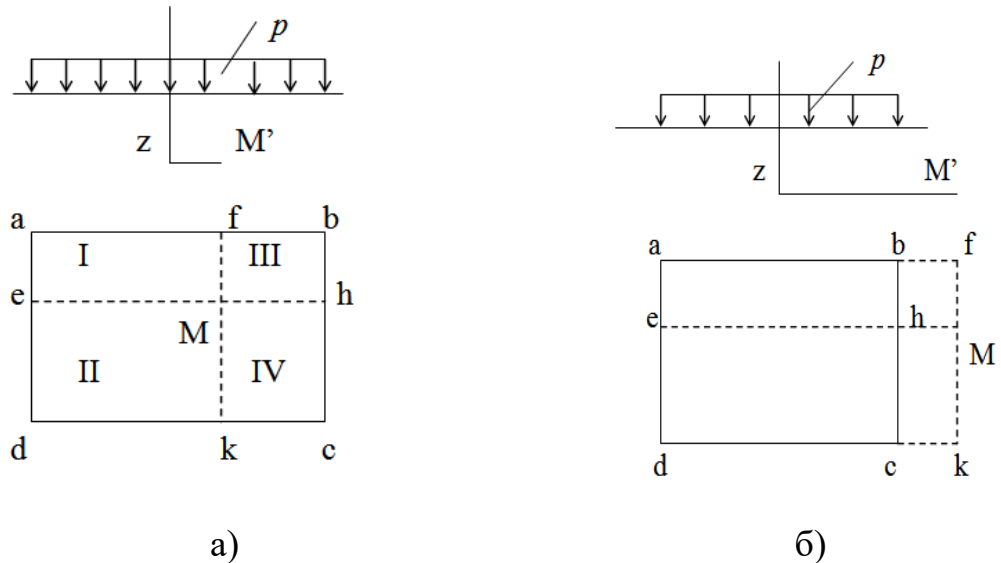


Рис. 9.15. Схема розподілу прямокутного майданчика при визначенні напружень за методом кутових точок: а – точка М в середині майданчика; б – точка М зовні майданчика; p – рівномірно розподілене навантаження

За виникнення напруження σ_z під кутовими точками прямокутної площі навантаження значення коефіцієнта α можна приймати за тими ж таблицями залежно від η і ζ . В цьому випадку $\zeta = z / b$.

Напруження під кутовими точками визначається рівнянням

$$\sigma_z = 0,25\alpha \cdot p. \quad (9.46)$$

Метод кутових точок дозволяє визначити вертикальні напруження σ_z в будь-якій точці напівпростору. Для цього цю точку за допомогою додаткових побудов слід зробити кутовою (рис. 9.15, а).

Якщо проекція цієї точки M' знаходиться в межах навантаженої площі (точка М), то ця площа поділяється на чотири прямокутники, для кожного з яких точка М є кутовою. Утворюються прямокутники: I – $afMe$, II – $eMkd$, III – $fbhM$, IV – $Mhck$. Тоді напруження σ_z знайдемо підсумовуванням напруг під кутовими точками чотирьох площ навантаження:

$$\sigma_z = \sigma_{zI} + \sigma_{zII} + \sigma_{zIII} + \sigma_{zIV} = 0,25p(\alpha_I + \alpha_{II} + \alpha_{III} + \alpha_{IV}), \quad (9.47)$$

де $\alpha_I, \alpha_{II}, \alpha_{III}, \alpha_{IV}$ – коефіцієнти, що прийняті за таблицями залежно від співвідношення сторін площин навантаження I, II, III, IV і співвідношення z (глибини розташування точки M') та ширини кожної з цих ділянок.

У випадку, коли проекція даної точки M' знаходиться поза межами навантаженої площі (рис. 9.15, б), точку M можна уявити як кутову для чотирьох фіктивних прямокутників: I – $afMe$, II – $eMkd$, III – $bfMh$, IV – $hMkc$. При цьому в межах площі III і IV навантаження враховується з негативним знаком. Тоді напруження σ_z можна вираховувати так:

$$\sigma_z = \sigma_{zI} + \sigma_{zII} - \sigma_{zIII} - \sigma_{zIV} = 0,25p(\alpha_I + \alpha_{II} - \alpha_{III} - \alpha_{IV}). \quad (9.48)$$

Розподіл напружень у ґрунті у випадку плоскої задачі (задачі Фламанна та Мітчела). Дія рівномірно розподіленого смугового навантаження за умови плоскої задачі має місце тоді, коли напруження розподіляються в одній площині, а в перпендикулярному напрямку дорівнюють нулю, або є постійними. Це є характерним для лінійно витягнутих споруд ($l/b \geq 10$). При цьому діють напруження σ_z , σ_y і τ_{yz} ; $\tau_{xy} = \tau_{xz} = 0$, а σ_x є функцією від σ_z і σ_y . Перетини, що розглядаються, залишаються плоскими в процесі деформації (плоска деформація).

Нехай на поверхні лінійно-деформованого напівпростору діє рівномірне навантаження, що розподілене по смузі шириною b . Розглянемо напружений стан ґрунту в точці M (рис. 9.16).

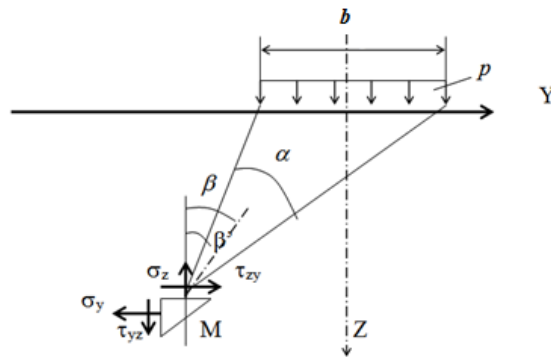


Рис. 9.16. Вектори напружень під смуговим навантаженням: p – рівномірне розподілене навантаження по смузі шириною b ; σ_z , σ_y – нормальні напруження; τ_{yz} , τ_{zy} – дотичні напруження; α – кут видимості

Рівняння для складових напружень σ_z , σ_y і τ_{yz} можна отримати, використовуючи формулу Фламанна для зосередженої сили в умовах плоскої деформації. Для цього необхідно проінтегрувати вираз для напружень під дією елементарних сил. Якщо α – кут видимості, $\beta = \alpha/2 + \beta'$ (де β' – кут, що складається крайнім променем з вертикаллю), то отримуємо такі математичні вирази для напружень:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_z &= \frac{p}{\pi} (\alpha + \sin \alpha \cdot \cos 2\beta); \\ \sigma_y &= \frac{p}{\pi} (\alpha - \sin \alpha \cdot \cos 2\beta); \end{aligned} \right\} \quad (9.49)$$

$$\tau_{yz} = \frac{p}{\pi} (\sin \alpha \cdot \cos 2\beta).$$

Оскільки напруження не залежить від деформаційних характеристик середовища, можна скласти таблицю для визначення коефіцієнтів впливу і представити вирази для складових напружень у простішому вигляді:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_z &= K_z p; \\ \sigma_y &= K_y p; \\ \tau_{yz} &= K_{yz} p. \end{aligned} \right\} \quad (9.50)$$

Коефіцієнти впливу K_z , K_y і K_{yz} визначаються залежно від відносних координат z/b і y/b , де b – ширина смуги навантаження.

Головні напруження діють на майданчиках, де дотичні напруження дорівнюють нулю. Для таких майданчиків $\beta = 0$. Вирази для головних напружень отримані Мітчелом у вигляді:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_1 &= \frac{p}{\pi} (\alpha + \sin \alpha); \\ \sigma_2 &= \frac{p}{\pi} (\alpha - \sin \alpha), \end{aligned} \right\} \quad (9.51)$$

де α – кут видимості смуги навантаження в радіанах.

Напрямок дії головного напруження σ_1 збігається з бісектрисою кута видимості.

Изобари, розпори, зсуви

Изобари – лінії рівних вертикальних тисків (рис. 9.17, а), *розпори* – лінії рівних бічних тисків (рис. 9.17, б), *зсуви* – лінії рівних дотичних напружень (рис. 9.17, в). Вони будуються як графіки $\sigma_z = \text{const}$, $\sigma_y = \text{const}$, $\tau_{zy} = \text{const}$ на основі рівнянь. З віддаленням від центру навантаженої поверхні та зі збільшенням глибини вертикальні тиски зменшуються. При цьому лінії рівних тисків (ізобари) мають форму концентричних усічених еліпсів із головною вертикальною віссю, що проходить через центр навантаженої поверхні. За горизонтальними перетинами ізобар можна простежити закономірності зміни тисків по ширині ґрунтового масиву. Загальна закономірність полягає у тому, що зі збільшенням глибини інтенсивність тисків зменшується, а зона їх дії по ширині збільшується. При цьому площі епюр тисків у горизонтальних перетинах залишаються постійними. Для незв'язаних ґрунтів можна вважати, що область розподілу тисків у ґрунтовому масиві обмежена променями, що розходяться у різні боки і виходять із крайніх точок навантаженої поверхні. Вони нахилені до горизонталі під гострим кутом, рівним куту внутрішнього тертя (рис. 9.17, а).

Розподіл розпорів визначається наявністю сідлоподібної западини в центрі навантаженої поверхні. Максимальних значень розпори досягають на межі областей розподілу вертикальних тисків (рис. 9.17, б).

Зсуви розподіляються у формі двох симетричних зон із центрами по краях поверхні. Геометрично ці розподіли подібні до концентричних еліпсів, головні осі яких є нахиленими і розходяться від центру навантаженої поверхні. Максимальні значення зсувів концентруються в крайніх точках навантаженої поверхні (рис. 9.17, в).

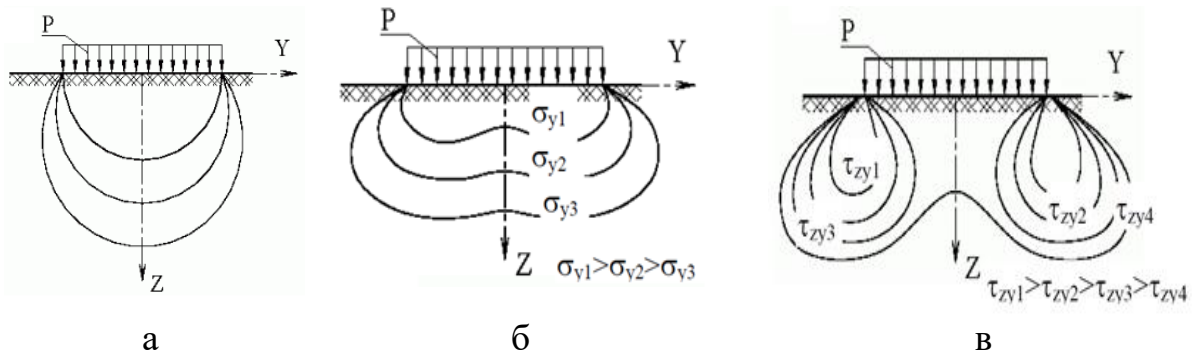


Рис. 9.17. Ізолінії головних напружень у ґрунтовому масиві за дії смугового навантаження: а – ізобари; б – розпори; в – зсуви

Вплив неоднорідності на шарувань ґрунтів на розподіл напружень проявляється постійно. У випадку, коли основу складено з двох або більше шарів ґрунту, що мають різну стисливість, це впливає на характер розподілу напружень у масиві. Якщо ж на певній глибині залягає практично нестисливий шар породи, то це обумовлює концентрацію напружень σ_z у залягаючому вище ґрунті (епюра 2). Якщо нижній шар порід має більшу стисливість, ніж несе, то в верхньому ґрунті буде спостерігатися розсіювання напружень σ_z по осі навантаження (епюра 3). Тоді епюра 1 показує розподіл напружень в однорідному напівпросторі (рис. 9.18).

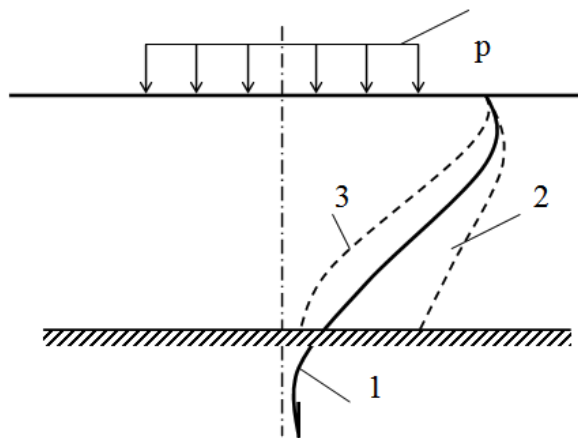


Рис. 9.18. Розподіл напружень у ґрунті під дією його власної ваги: 1 – епюра розподілу напруги у однорідному ґрунті; 2, 3 – епюри розподілу напруги у двошаровому ґрунті; p – навантаження на ґрунт

Напруження під дією власної ваги ґрунту

Для розрахування вертикального напруження від дії ваги ґрунту на глибині z подумки виріжемо стовп ґрунту до цієї глибини з одиничною площею основи і знайдемо сумарне напруження σ_{zg} від ваги цього стовпа:

$$\sigma_{zg} = \sum_{i=1}^n \gamma_i \cdot h_i, \quad (9.52)$$

де n – число шарів ґрунту в межах глибини z ; γ_i – питома вага ґрунту i -го шару; h_i – товщина i -го шару.

Питома вага водопроникних ґрунтів (піски, супіски), що залягають нижче рівня ґрунтових вод, приймається з урахуванням дії води за формулою

$$\gamma_{sb} = \frac{\gamma_s - \gamma_w}{1 + e}, \quad (9.53)$$

де γ_s – питома вага твердих часток ґрунту; γ_w – питома вага води; e – коефіцієнт пористості ґрунту.

Якщо водопроникний шар залягає на водотривкому шарі, наприклад, щільних глинах, то на покрівлю водотриву передається гідростатичний тиск води $\gamma_w \cdot h_3$ і на епюрі тиску з'являється уступ (рис. 9.19).

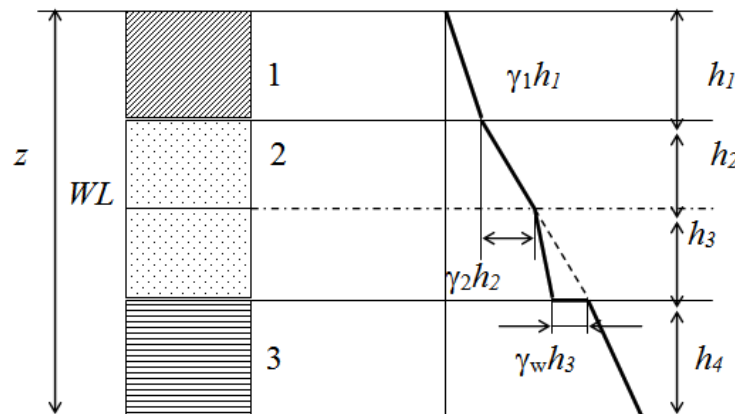


Рис. 9.19. Розподіл напружень у ґрунті під дією власної ваги ґрунту:
 1 – супісок; 2 – пісок; 3 – водотривка глина; z – розрахункова глибина;
 WL – рівень ґрунтових вод; h_1, h_4 – товщина шарів 1, 4; h_2 – товщина шару 2 до рівня підземних вод; h_3 – товщина шару 2 нижче рівня ґрунтових вод;
 γ_1, γ_2 – питома вага шарів; γ_w – питома вага води

Горизонтальні напруження від власної ваги ґрунту визначаються як:

$$\sigma_x = \sigma_y = \xi \cdot \sigma_z, \quad (9.54)$$

де ξ – коефіцієнт бокового тиску ґрунту в стані спокою.

При цьому дотичних напружень у масиві від дії власної ваги ґрунту не виникає ($\tau_{xy} = \tau_{xz} = \tau_{yz} = 0$).

Значення коефіцієнта бокового тиску ґрунту знаходимо з виразу

$$\xi = \frac{\nu}{1 - \nu}, \quad (9.55)$$

де ν – коефіцієнт Пуассона для ґрунту.

9.3.2. Стійкість укосів і схилів

Укіс – необхідний елемент всіх споруд із ґрунту – насипів, дамб, гребель, виїмок, кар’єрів і котлованів (рис. 9.20). Природний укіс називається *схилом*. Елементами простого укосу є: висота H , закладення B , кут нахилу α , брівка A (рис. 9.20, а).

Укоси можуть мати складний обрис із різними кутами нахилу по висоті і горизонтальними майданчиками – бермами (рис. 9.20, б). Крутизна откоса характеризується углом наклона или его тангенсом ; на практике чаще используют задание откоса в виде , где

Крутизна укоса характеризується кутом нахилу α або його $\operatorname{tg} \alpha = B / H$. На практиці частіше використовують завдання укосу у вигляді $1 : m$, де $m = B / H$. Наприклад, за $\alpha = 45^\circ$ $m = 1$; за $\alpha = \pi/2$, $m = 0$ маємо вертикальний укіс (рис. 9.20, в).

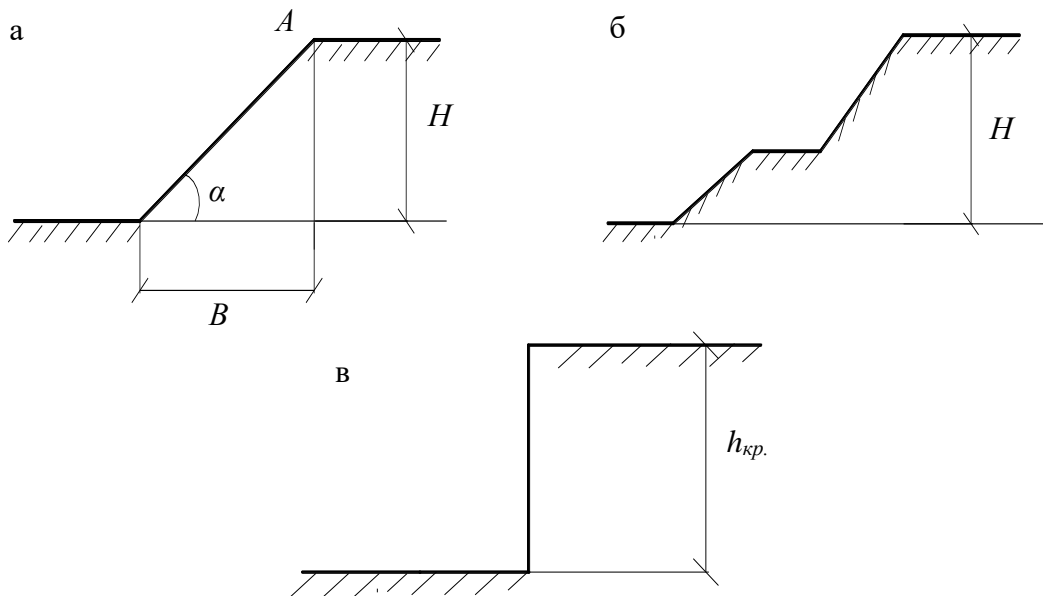


Рис. 9.20. Схема будівельних укосів: а – природний укіс; б – укіс з різними кутами нахилу; в – вертикальний укіс; висота H – висота укоса; B – закладення укоса; α – кут нахилу укоса; A – брівка укоса; $h_{кр.}$ – висота стійкого уклону

У деяких випадках стійкість укосів можна оцінити за умови граничної рівноваги. Нехай, наприклад, на схилі, складеному піщаним ґрунтом із кутом внутрішнього тертя φ , призма ABC , відтята площиною під кутом α , знаходиться в стані граничної рівноваги (рис. 9.21).

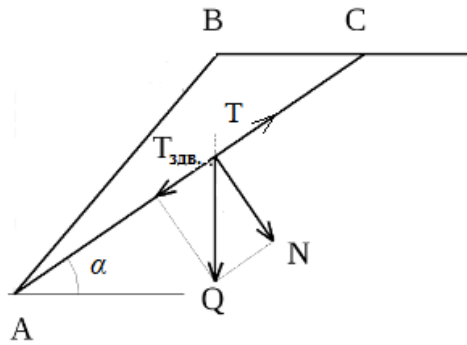


Рис. 9.21. Схема стійкості укосу: Q – сила тяжіння; N – нормальна сила до лінії укосу AC; $T_{здр.}$ – здвигаюча сила; T – сила тертя

Відповідно, умовою стійкості такого укосу буде $\alpha < \varphi$, а ступінь стійкості можна оцінити коефіцієнтом

$$K = \frac{T}{T_{здр.}} = \frac{\operatorname{tg} \varphi}{\operatorname{tg} \alpha}. \quad (9.56)$$

Аналогічно можна встановити граничну висоту вертикального укосу (рис. 9.20, в). Якщо прийняти, що обвал укосу може відбутися після руйнації ґрунту в найбільш напруженій точці укосу з напруженням, що дорівнює: $\sigma_1 = \gamma h_{кр}$; $\sigma_3 = 0$.

Звідки висота стійкого уклону дорівнює

$$h_{кр} = \frac{2c \cdot \operatorname{Cos} \varphi}{\gamma(1 - \operatorname{Sin} \varphi)}. \quad (9.57)$$

Завдання щодо стійкості укосів вирішуються на основі системи рівнянь. Існує два варіанти таких завдань:

1. Визначення абрису укосу і характеристики ґрунту φ , c , γ . Для чого визначається навантаження на поверхню, за якого ґрунт знаходиться у стані граничної рівноваги.

2. За відомої інтенсивності навантаження на верхній горизонтальній поверхні потрібно встановити такий абрис укосу, за якого ґрунт буде знаходитися в граничній рівновазі.

На практиці для шаруватих укосів, складених піщаними і пилувато-глинистими ґрунтами, розрахунок стійкості часто проводиться методом круглоциліндричної поверхні ковзання (методом відсіків).

Передбачається, що втрата стійкості укосу може статися внаслідок обертання частини масиву ґрунту щодо точки O (рис. 9.22).

$$K = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i \cos \alpha_i \operatorname{tg} \varphi_i + \sum_{i=1}^n c_i l_i}{\sum_{i=1}^n Q_i \sin \alpha_i} . \quad (9.59)$$

Значення коефіцієнта стійкості відповідає умовам: за $K > 1$ укіс є стійким; якщо $K < 1$ – не стійкий, а при $K = 1$ укіс знаходиться в граничній (тобто нестійкій) рівновазі, що також є неприпустимим для будівельної споруди. Але найголовніше – умова $K > 1$ має виконуватися для найменшого коефіцієнта стійкості, розрахованого для найнебезпечнішої поверхні ковзання. Це встановлюється шляхом проведення серії розрахунків для різних положень центру і значень радіуса R . Нормативні коефіцієнти стійкості (надійності) під час проектування приймаються більшими за одиницю (в межах 1,2–1,5). Такий запас надійності є необхідним через неточність розрахунків схеми, неоднорідність ґрунтів, приблизне визначення їх характеристик та інших, часто непередбачуваних під час проектування факторів.

Контрольні запитання до розділу 9

1. Поняття «ґрунти» в інженерній геології?
2. Класифікації ґрунтів.
3. Охарактеризуйте фізико-механічні властивості ґрунтів.
4. Гранулометричний склад ґрунтів.
5. Чим визначається стисливість ґрунтів?
6. Чим обумовлюється опір ґрунтів зрушенню?
7. Чим визначаються водно-фізичні властивості ґрунтів?
8. Що таке вологість, текучість та пластичність ґрунтів?
9. Як і для чого використовується задача Буссінеска про дію зосередженої сили?
10. Як визначається напруження в осьовій та кутових точках під дією навантаження, розподіленої по прямокутній площі?
11. Як визначаються головні напруження під час дії рівномірно розподіленого смугового навантаження?
12. Як впливає неоднорідність нашарувань ґрунтів на розподіл напружень у масиві гірських порід?
13. Як визначаються напруження під дією власної ваги ґрунту?
14. Що називається схилом, укосом, розпором, зсувом?
15. Як визначається стійкість укосів та схилів?

РОЗДІЛ 10. ІНЖЕНЕРНИЙ ЗАХИСТ ТЕРИТОРІЙ ВІД НЕГАТИВНИХ ПРИРОДНИХ ТА ТЕХНОГЕННИХ ЯВИЩ

Природні геодинамічні процеси та техногенні явища негативно впливають на стан будівель та споруд, через що вони потребують серйозного інженерного захисту, а території з розвитком цих процесів – спеціальних підходів під час інженерно-геологічного та геотехнічного проектування. Серед природних та техногенних (антропогенних) явищ, що часто перешкоджають будівництву, можна виділити такі: зсуви, обвали, підтоплення, пливуні, просідання ґрунтів, сучасні сейсмічні явища (землетруси) та інші.

10.1. ПРОТИЗСУВНІ ЗАХОДИ

Боротьба зі зсувами потребує великих витрат та застосування різних засобів паралельно з ретельним і різностороннім їх вивченням та визначенням виду.

Боротьба із зсувами у багатьох випадках виявляється надзвичайно складною, дорогою і дуже часто неефективною. Для успішного застосування протизсувних заходів необхідне високоякісне виконання інженерно-геологічних досліджень для оцінки фактичної стійкості схилу.

Для успішної реалізації протизсувних заходів потрібна розробка питань спеціальної стратегії і тактики, серед яких:

- встановлення природи можливих форм порушення стійкості схилу і розробка раціональних розрахункових схем;
- кількісна оцінка стійкості схилу з визначенням коефіцієнта стійкості;
- виявлення найбільш ефективних шляхів забезпечення стійкості схилу до необхідних меж;
- проектування укосів із заданою стійкістю.

Протизсувні заходи поділяються на два види:

- *активні* – здатні впливати на головну причину зсуву шляхом повного припинення або деякого послаблення його дії, і зокрема – зняття перенапруження ґрунтової товщі за рахунок розвантаження будь-якого виду;
- *пасивні* – спрямовані на підвищення значущості чинників опору, що позитивно впливають на стійкість схилу шляхом його навантаження або закріплення будь-якими способами.

Вага зсувної маси і кути ухилу є суттєвими факторами стійкості схилів. Тому часто застосовується виположування і терасування схилу. Для забезпечення тимчасової стійкості схилів і запобігання зсувам іноді застосовується заморожування зсувних мас. Дуже важливим і простим засобом боротьби зі зсувами є насадження на схилах кущів і дерев.

Під час вивчення зсувних переміщень геофізик повинен, у першу чергу, виявити поверхні, по яких відбувається зсув. Для цього до останнього часу використовується метод електричного зондування з розташуванням

точки спостережень за дуже густою сіткою. Як показали результати дослідних польових робіт, проведених на Чорноморському та Азовському узбережжях нашої країни, задача досить просто вирішується у тому випадку, якщо зсув відбувається по корінних породах. Лише у разі зім'ятості зон ковзання геофізичні аномалії можуть бути низькоконтрастними.

У *прогресивних зсувах* поверхня зони ковзання проходить нижче за подошву схилу, тому під час руху зсуву утворюється характерний бугор випирання, який сам по собі є стримуючим протизсувним бар'єром. Через це одним із заходів, що запобігають розвитку зсувів, є підсилення бугра випирання, що досягається відсипкою контрбанкетів або прошивкою залізобетонними шпильками зсувного тіла перед схилом. Іноді разом із шпильками використовується явище так званого «електроосмосу».

Шпильки перед забиванням обшивають металевими листами (мідними або залізними для катода і алюмінієвими для анода). За таких умов, окрім механічної дії шпильок, відбувається ще й електроосмотичне закріплення маси зсувного тіла.

Регресивні зсуви не мають бугра випирання. Тому на них розташовують підпірні стінки.

Будова стінок і контрбанкетів обов'язково супроводжується дренажними приладами. За відсутності цих заходів підпір підземних і поверхневих вод зруйнує споруду. Конструкція підпірних споруд і глибина фундаментів визначається розрахунками, з урахуванням практичних величин зсувного тиску на об'єктах досліджень.

Точніші результати дає зйомка градієнтів потенціалів уздовж напрямку переміщення електродів. Подібна методика спостережень застосовується і під час вивчення пересування льодовиків. Незважаючи на дуже високий опір льоду, занурений у нього електрод за подачі високого напруження створює на поверхні помітне електричне поле.

Під час вивчення поверхні ковзання досить перспективною виявляється мікросейсмозв'язка. Вона дозволяє:

1) безпосередньо визначати залежність між швидкістю поширення пружних коливань і ступенем порушення порід (роздробленістю, тріщинуватістю та вивітрюванням), які складають тіло зсуву;

2) безперервно простежувати границі розділу, зокрема поверхні ковзання, що дозволяє характеризувати їх особливості навіть на невеликих ділянках;

3) забезпечувати високу продуктивність робіт (1–1,5 км на день безперервних профілів) для інженерно-геологічного загону, що складається із одного оператора та двох робітників.

Геофізичні методи можна використовувати також для безпосереднього спостереження за пересуванням зсувних мас. У свердловини, що пройдені в тілі зсуву, встановлюють магнітні реperi. А за пересуванням зсувних мас спостерігають із поверхні Землі шляхом мікромагнітної зйомки, що виконується через певні проміжки часу.

Серед противозсувних заходів виділяється декілька специфічних груп.

Заходи із забезпечення охорони навколишнього середовища торкаються в основному обмежень діяльності людини в районі схилу:

- зелений пояс – заборона рубки лісу, корчування і розробки ділянок під городи, знищення кущів, трав'яного покриву тощо;
- будівництво – встановлення межі граничної забудови, типу і ваги споруд, знесення існуючих споруд, уповільнення темпів будівництва;
- земляні роботи – заборона будь-яких робіт у пасивній зоні – біля підніжжя; а в активній зоні – біля бровки і неприпустимість збільшення крутизни укосу, розкриття нестійких ґрунтів;
- водне господарство – заборона спуску поверхневих вод і поливів, тримання в належному стані водовідвідних і осушувальних пристроїв, водопровідно-каналізаційних систем, встановлення оптимальних рівнів і темпів дренажу вод, що омивають укіс, та ін.;
- динамічні дії – заборона застосування вибухових робіт, забивання паль, роботи транспортних засобів. Те саме стосується і вібраційних дій.

Берегозахисні заходи і споруди на потоках і водоймах біля підніжжя схилу включають у себе відведення і вирівнювання русел, облаштування захисних покриттів, зведення лотків, швидкострумів, перепадів, стін – набережних та ін.

Водовідвідні осушувальні та дренажні заходи і пристрої поділяються на:

- *роботи на поверхні* (планування місцевості; закладення тріщин; облаштування покриттів та гребель; обвалування осушувальних каналів, лотків);
- *облаштування дренажів* (поздовжні і поперечні прорізи і галереї, поглинаючі дренажні шахти, свердловини і колодязі, каптаж джерел);
- *виконання ізоляційних заходів* (облаштування ін'єкційних завіс; глинізація; заморожування ґрунтів).

Землевпорядкувальні заходи включають:

- розвантажувальні роботи в активній зоні (повне зняття зсувних мас; зрізання активної частини зсувів; очищення скельних укосів, терасування, зменшення крутизни схилу та загальне планування схилу) і привантажувальні у пасивній зоні (відсипання і відвал ґрунту);
- покриття скельних схилів металевими і геосинтетичними сітками;
- армування поверхні геосинтетичними матеріалами (сітками, комірчастими каркасами і т. п.);
- облаштування кам'яних пасток.

Механічне кріплення схилу (укосу) пов'язане з облаштуванням поодиноких прошпильовуючих елементів у вигляді паль різного типу, що проходять крізь зсув у корінні породи або їх рядів у вигляді шпунтових стінок, ін'єкційних і мерзлотних завіс та ін.

Підпирні споруди зводяться у вигляді шпунтових стінок (металевих, залізобетонних, дерев'яних), підпирних кам'яних стін (рис. 10.1, а), бетонних (рис. 10.1, б) та залізобетонних, стін із паль-оболонок великого діаметра, а

також у вигляді стійких валів (поясів) із ґрунту та каменю різних розмірів – від насипів до брил (масиви-гіганти).



а



б

Рис. 10.1. Підпірна стіна: а – кам'яна; б – бетонна

Покриття призначені для закріплення поверхні схилу від дії зливових і річкових вод. Їх роблять із піщаних, гравелистих, галечникових ґрунтів, штучного каміння, кам'яного мощення, шлакоглинобетону, асфальту і асфальтобетону, бетону і залізобетону, геосинтетичних плівок з армованого високоміцного поліетилену. Для закріплення берегової зони часто використовують фашинні мішки.

Використання рослинності спрямоване як на закріплення, так і на осушення схилу. Застосовується суцільне травосіяння, посадка кущів, залісення схилу (в'яз, дуб, клен, липа).

Штучне ущільнення і закріплення ґрунтів на схилі передбачає проведення різних ін'єкцій (цементация, силікатизация, бітумізация, глинізация), заморожування ґрунтів, ущільнення електроосмосом.

Стійкість споруд, що зводяться в зоні дії зсуву, забезпечується:

- видаленням нестійкого масиву пухких порід на усю його товщину (до корінних незсувонебезпечних порід);
- закладкою глибоких фундаментів, що спираються на стійкі основи;
- облаштуванням фундаментів із буронабивних паль;
- використанням каркасних конструкцій;
- армуванням крутих укосів геосинтетичними сітками і каркасами;
- застосуванням залізобетонних поясів;
- облаштуванням деформаційних швів.

Одним із поширених методів боротьби із зсувами є застосування дренаючих і водовідвідних приладів. Поверхневі води відводяться нагрітими і косогірними (з облаштуванням швидкоотоків) канавами, а підземні – дренажами.

Окрім того, для запобігання зволоженню схилів слід не допускати їх розорювання, вирубки на них дерев і кущів та інших дій, що спричинять послаблення ґрунтів.

10.2. ПРОТИБВАЛЬНІ ЗАХОДИ

Обвал – це раптове швидке (майже миттєве) зміщення мас гірських порід у вигляді уламків, брил і їх падіння зі схилів гір і укосів. Обвали можуть виникати в різноманітних гірських породах – як крихких, так і уламкових, осадових і вивержених, тому розрізняють земляні, скельні (кам'яні) і змішані обвали (рис. 10.2).



Рис. 10.2. Обвал

Боротися з обвалами, особливо великими, дуже важко. Усі заходи з боротьби з ними включають як попередження їх виникнення, так і здійснення захисних заходів. На ділянках, де можливі великі обвали, будівництво проводити небезпечно. Для попередження малих обвалів одним із найбільш поширених способів, як у випадках з лавинами, є штучне обвалення схилів за допомогою вибухів невеликої потужності або шляхом забивання клинків у тріщини обвалонебезпечної породи, що дозволяє виокремлювати певні масиви обвалонебезпечних порід. Клинування – більш прийнятний спосіб боротьби, оскільки він є безпечнішим за вибуховий, бо неправильно розрахований за силою вибух може стати причиною обвалу.

Протиобвальні заходи включають у себе обхід небезпечної ділянки, будівництво тунелю або естакади (осипи), зміцнення гірських порід і будівництво захисних споруд.

Протиобвальні захисні споруди:

1. Уловлюючі споруди – у вигляді кам'яних або бетонних стін, які огорожують дорогу з боку гірського схилу.
2. Протиобвальні галереї перекривають дорогу із забезпеченням габариту проїзду і захищають її зверху і збоку. Залежно від характеру та

інтенсивності сприйняття динамічних впливів галереї бувають двох типів: легкого і важкого (рис. 10.3).



Рис. 10.3. Протиобвальна галерея

До протиобвальних галерей легкого типу належать рамні та навісні консольні галереї. Матеріал галерей легкого типу: монолітний або збірний залізобетон.

До галерей важкого типу протиобвальних галерей належать арочні й балкові галереї. Матеріал галерей важкого типу: кам'яна кладка, бетон, бутобетон, монолітний або збірний залізобетон.

Для відведення води з перекриття галерей захисному шару порід надають поздовжній і поперечний ухили не менше 3° , а в найбільш знижених місцях встановлюють водовідвідні трубки. Нахил відсипання до горизонту призначають за умови плавного сполучення з гірським схилом, але не менше $15\text{--}20^\circ$.

3. Каменевловлювальні споруди розташовуються вище дороги, що проходить схилом:

- уловлююча траншея розміщується на пологих ділянках гірських схилів із кутом крутизни до 30° на висоті не більше 20–30 м над дорогою;
- загороджувальний вал розміщується за неглибокого залягання скельних порід із привезеного ґрунту або каміння;
- загороджувальні та уловлюючі стіни зводять із кам'яної кладки на цементному розчині.

4. Огорожі-уловлювачі споруджують у вигляді вертикальних парканів, які складаються з дерев'яних, металевих або залізобетонних стовпів та натягнутих між ними металевих сіток (рис. 10.4). Огорожі з сітки розташовують уздовж дороги окремими секціями по кілька рядів у шаховому порядку.



Рис. 10.4. Огорожа-уловлювач

5. Надовби у вигляді окремо розташованих споруд, які зменшують швидкість руху уламків гірських порід, розташовують на схилі в шаховому порядку і в кілька рядів. Поля надовбів влаштовують за невеликої швидкості (до 10–15 м/с) руху каменеви́х мас на пологих схилах крутизною не більше 30°.

На небезпечних ділянках доріг потрібно організовувати служби нагляду, де працюють бригади із зачистки схилів, прибирання каменів і т. ін. Проти вивалювання як окремих нависаючих брил, так і масивів порід застосовують опори із залізобетонних стовпів або стінок.

Успішно можна попереджати обвали у будівельних виїмках. Для цього роблять облицювання укосів, ставлять підпірні щити і тимчасові шунтові стінки. Не слід на тривалий час залишати котловани відкритими, особливо в період дощів. Необхідно відводити поверхневі води. Не можна перевантажувати краї виїмок і підрізати схили без урахування стійкості порід.

10.3. ЗАХИСТ ТЕРИТОРІЇ ВІД ПІДТОПЛЕННЯ

Підтоплення населених пунктів – небезпечний процес, що часто пов'язаним із техногенними впливами на підземну гідросферу. Він відбувається внаслідок підвищення рівня ґрунтових вод або утворення нових водоносних горизонтів у зоні активної інженерно-господарської діяльності людини (в основному до глибини 5,0 м).

Основними причинами, що призводять до підтоплення міських територій, є:

- влаштування дамб у руслах річок (і тим самим підйом рівня ґрунтових вод);
- зменшення обсягів води, яка постійно видаляється з підземних джерел неглибокого залягання;
- втрати з водопровідних і каналізаційних мереж;
- порушення поверхневого стоку;
- нерегульовані поливи газонів і присадибних ділянок.

Ці причини активізують наступні негативні інженерно-геологічні наслідки:

- розвиток суфозійних процесів і провалів поверхні;
- зниження міцності та просідання ґрунтів, що спричиняють деформації конструкцій будівель і споруд та зсувні зміщення ґрунтів на схилах і укосах;
- зміну хімічного складу ґрунтів і ґрунтових вод та підвищення їх корозійної активності;
- зниження експлуатаційної придатності заглиблених частин (фундаментів) будівель і споруд;
- деградацію деревинної рослинності за рахунок «вимочування» кореневої системи;
- погіршення санітарного стану житлових масивів;
- «видавлювання» небезпечних газів у підвали будівель і підземні споруди.

В кінцевому підсумку все це призводить до погіршення екологічних умов у містах, а також до додаткових матеріальних витрат для захисту територій та окремих об'єктів від небезпечних інженерно-геологічних процесів, пов'язаних із підтопленням.

Перспективними є такі територіальні (регіональні) методи захисту від підтоплення:

- 1) розчищення русел річок;
- 2) регулювання поверхневого стоку;
- 3) поновлення експлуатації підземних вод;
- 4) застосування систем горизонтальних дренажів для осушення територій (рис. 10.5, а).

Серед локальних методів захисту окремих будинків, споруд і невеликих ділянок території від підтоплення:

- променеві дренажі та дренажні галереї (рис. 10.5, б);
- поглинаючі дренажні свердловини і колодязі;
- пристінні, пластові і супутні дренажі.

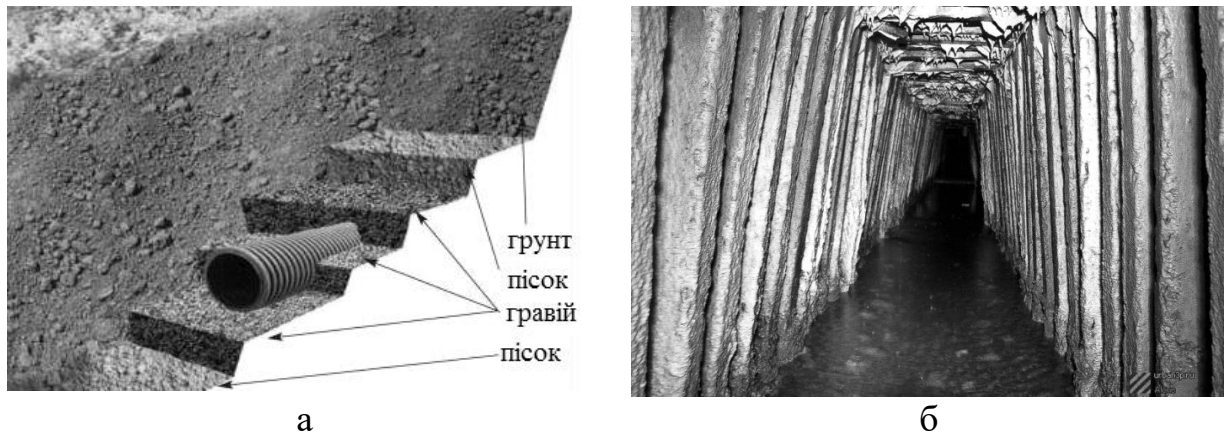


Рис. 10.5. Дренажні системи:
а – горизонтальний дренаж; б – дренажна галерея

Розчищення русел рік є необхідним заходом для підтримки задовільного гідрологічного санітарного й екологічного режиму водоймищ. Що стосується режиму підземних вод, то видалення мулистих донних відкладів і заcolmатованого піску буде сприяти поновленню гідравлічного зв'язку річкового потоку з підземними водоносними горизонтами на схилах долини і з підрусловим потоком в алювіальних відкладах і підвищить рівень дренажності території. Натомість стратегія осушення підтоплених ділянок у заплавах рік є неефективною.

У містобудівній політиці потрібно враховувати показники підтопленості територій. На тих територіях, на яких прогнозується підтоплення, слід розміщати спорудження без підвалів або з їх надійною гідроізоляцією. Існуючі споруди, що мають важливе значення, можуть бути захищені локальними методами. Але під час вирішення питання про доцільність такого захисту завжди варто брати до уваги високі експлуатаційні витрати.

Організація поверхневого стоку є найважливішим заходом попередження підтоплення різних видів та причин.

На території міст і селищ для відведення поверхневого стоку використовуються:

- вуличні системи зливової каналізації з окремими внутрішньоквартальними водоприймачами і лотками та з колекторами великого діаметра, що відводять поверхневий стік для скидання у поверхневі водотоки;
- системи нагінних лотків і каналів, перехоплюючих лотків та інших водоприймальних споруд із трубопроводами для скидання поверхневого стоку у водойми та у гідрографічну мережу, що облаштовані на крутих схилах, зсувонебезпечних ділянках, у низинних місцях концентрації поверхневого стоку;
- злизова каналізація промислових підприємств;
- вулична мережа земляних водовідвідних каналів у районах приватних домоволодінь.

Для районів приватних домоволодінь і малоповерхової забудови особливо важливе значення має підтримка систем водовідвідних каналів, каналів і лотків. Канави трапецеїдальної форми закладають у відповідності до діючих будівельних норм.

Для ефективної роботи осушувальних систем необхідно:

- щорічно в літньо-осінній період проводити ревізію і розчищення систем, при цьому обов'язково перевіряти ухили каналів нівеліром;
- під входами і в'їздами у двори прокладати труби відповідного діаметра з дотриманням загального ухилу каналу або влаштувати містки;
- облаштувати стік води з присадибних ділянок, дворів і городів у водовідвідні канали;
- підтримувати канали в належному санітарно-гігієнічному стані, не використовуючи їх для зливу нечистот.

Поновлення експлуатації підземних вод – один із раціональних варіантів захисту населених пунктів від підтоплення.

Аналіз гідрогеологічної ситуації на територіях міст та селищ дозволив встановити, що в умовах зростаючого водовідбору з підземних вод рівні першого водоносного горизонту (грунтових вод) постійно знижувалися на значних площах. При цьому низькі надзаплавні тераси і навіть заплави рік стають придатними для житлового і промислового будівництва.

Ситуація різко змінюється за скорочення водовідбору з водоносних горизонтів неглибокого залягання, що відбулося через зниження питних якостей підземних вод (забруднення), а також внаслідок загальної деградації артезіанських систем із переходом на водопостачання з поверхневих джерел.

З другої половини 1970-х рр. у містах України діє новий потужний фактор підтоплення – підпірання підземних вод, що виник внаслідок зменшення водовідбору з глибоких горизонтів. Відновлення рівнів в експлуатаційних горизонтах (темпи якого за період з 1985 по 1995 р. становили 0,2–0,7 м на рік) призвело до різкого підйому поверхні ґрунтових вод і інтенсифікації підтоплення. У цих умовах насамперед погіршилася ситуація на забудованих територіях заплав і низьких річкових терас. На жаль, ситуація з підйомом рівнів у першому водоносному горизонті не була відстежена належним чином.

З огляду на факт невисоких питних якостей підземних вод перших від поверхні водоносних горизонтів (підвищені жорсткості та сухий залишок, наднормативний вміст сульфатів, заліза, забруднення органічними речовинами та важкими металами) доречно їхнє використання у технічних цілях на промислових підприємствах або для обводнювання річок.

Розсереджені по території міста відбори підземних вод з 10–15 водозабірних свердловин дозволяють значною мірою поліпшити ситуацію з підтопленням. Тим більше, що такий метод є найбільш доступним.

Застосування дренажів – це радикальний метод зниження рівня ґрунтових вод у тих випадках, коли підтоплення території вже відбулося або передбачається з великою ймовірністю. У містах України побудовані дренажі різноманітних конструкцій для захисту як великих територій, так і окремих

будинків у зоні підтоплення. Характеристики різних типів дренажів і умови їхнього застосування наведені в табл. 10.1.

Таблиця 10.1

Характеристики дренажних систем

Тип дренажу	Умови живлення	Положення дрен	Орієнтована глибина закладення дрен
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>
Систематичний	Інфільтрація атмосферних опадів, витоку господарсько-побутових вод або напірних вод із нижчезалягаючого водоносного горизонту	Паралельні ряди дрен на відстані 40–250 м у забудованій частині й 20–30 м у садах і парках	2–5 м від поверхні
Головний	Фільтрація вод із боку вододілу	Впоперек руху ґрунтових вод біля поверхневої границі забудови	3–7 м від поверхні
Береговий	Фільтрація вод із боку рік або водойм	Уздовж берега на відстані 25–100 м від урізу води	3–5 м від поверхні
Кільцевий	Змішане водне живлення	По контурах будинків або майданчиків	1,0–1,5 м нижче підлоги підвалу
Пристінний	Інфільтрація атмосферних опадів, господарсько-побутових вод (стоків)	По контурах будинків і споруд	На 0,7–1,0 м нижче підлоги підвалу
Пластовий: а) площевий	Складні гідрогеологічні умови	По контурах і безпосередньо під будинками та спорудами	На 0,7–1,0 м нижче підлоги підвалу
б) стрічковий		Уздовж підшви основи на відстані 0,5–1,0 м від зовнішньої границі	На 0,4–0,5 м нижче підшви основи
Галерейний	Однобічне ґрунтове живлення, водні потоки великої потужності	Уздовж стін будинків і споруд особливого призначення на відстані 0,5–1,0 м	Більше 5–7 м від поверхні землі, на 1–1,5 м нижче підлоги споруд

Продовження таблиці 10.1

1	2	3	4
Дорожній	Змішане водне живлення	Уздовж доріг із боку припливу	0,5–2,0 м від поверхні
Застінний	Ґрунтове живлення з нагірного боку	Уздовж тильної сторони підпірних стін, на відстані 0,5–1,0 м від них	На рівні висоти стін
Перехоплюючий: а) укісний (похилий)	Ґрунтове живлення з поверхневих ділянок	Уздовж бортів укосів (схилів)	Нижче глибини промерзання
б) каптажний	Те саме	У місцях виходу на поверхню ґрунтових вод	Те саме
Сполучений із водостоками	Ґрунтове живлення струмків, балок, ярів	Уздовж водостоків, по вертикальній осі	Більше 5–7 м від поверхні землі

У залежності від гідрогеологічних, геоморфологічних, гідрологічних та інженерно-геологічних умов застосування різних типів дренажів або й їх сукупності дозволяє запобігти підтопленню будівель і споруд. Особливо це стосується житлових та промислових територій з високим сезонним рівнем ґрунтових вод.

10.4. ПРОТИПЛИВУННІ ЗАХОДИ

Серед основних методів боротьби з пливунами виділяють:

1. Штучне осушення водонасичених порід на термін виконання будівельних робіт різними способами:

а) пониженням рівня підземних вод за допомогою відкачувань води зі свердловин;

б) установкою забивних і опускних фільтрів;

в) встановленням голкофільтрів.

Для водозниження в ґрунтах із коефіцієнтом фільтрації 1-2 м/добу можуть бути використані легкі голкофільтрові установки (рис. 10.6). Основна складова частина установки – голкофільтри довжиною 8,5 м. У нижній частині вони мають приймальну ланку діаметром 60 мм із клапаном і латунною сіткою. Голкофільтри занурюють у ґрунт за допомогою підмиву. Відстань між голкофільтрами призначається згідно з розрахунком, виходячи з необхідної величини зниження рівня води та водопроникності ґрунту. Голкофільтри з'єднуються з колекторною трубою. На цій трубі є муфти з відстанню між ними 0,75 м, куди можна підключати шланги від голкофільтрів. Повітря й вода відбираються з колекторної труби за допомогою насосного агрегату. Під час роботи голкофільтрової установки рівень води в середині контура знижується на 4,5-5 м.

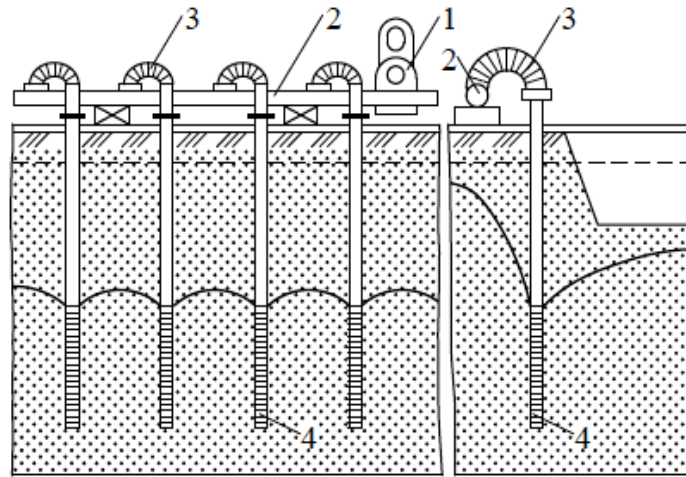


Рис. 10.6. Схема голкофільтрової установки: 1 – насосний агрегат; 2 – колекторна труба; 3 – шланг; 4 – голкофільтр (за М. Зоценком, 2005)

У ґрунтах із нижчою водопроникністю ($k_f = 0,01...3$ м/добу) застосовують установки вакуумного водозниження, які можуть відкачувати воду і повітря при високих вакуумах в усмоктувальних колекторах.

У ґрунтах із коефіцієнтом фільтрації $k_f < 1$ м/добу, які практично не віддають воду, застосовують електроосушення (електроосмотичне водозниження). Обладнання, необхідне для проведення електроосушення, складається з легкої голкофільтрової установки, джерела постійного струму з напругою 60 В (може бути електрозварювальний агрегат), комплекту труб або стрижнів. Принципова схема установки показана на рис. 10.7. Електроосушення ґрунту базується на тому, що вода, в тому числі зв'язана, переміщується від анода до катода. У зв'язку з переміщенням раніше зв'язаної води пористість ґрунту зростає і як наслідок – підвищується його водопроникність. Одночасно в ґрунті відбуваються явища електрофорезу, внаслідок чого в зоні катода накопичуються важкорозчинні солі, котрі цементують ґрунт.

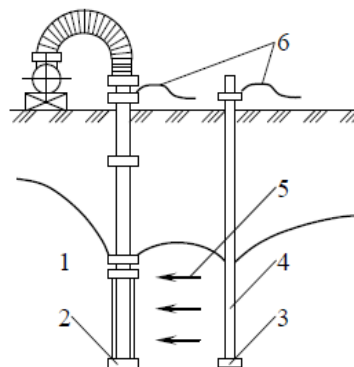


Рис. 10.7. Установка для електроосушення: 1 – голкофільтр; 2 – катод; 3 – анод; 4 – труба (стрижень); 5 – напрям переміщення води; 6 – джерело постійного струму

Міцність ґрунту при цих заходах підвищується. Встановлено, що властивості, одержані ґрунтом, зберігаються. Після осушення ґрунтів їх розроблення в котловані відбувається звичайним способом.

Всі ці способи застосовуються в основному для боротьби з несправжніми пливунами, але у поєднанні з іншими методами (електродренажем) можуть давати ефект і у боротьбі з істинними пливунами.

2. Закріплення пливунів за допомогою шпунтових огорож, забивного кріплення, опускних колодязів. Забивання кріплень застосовується за порівняно неглибокого залягання пливунів (до 25 м). Шпунтове кріплення застосовують під час розкриття пливунів котлованами або траншеями. Для цього навколо майбутньої виїмки забивають дерев'яні, залізобетонні, а найчастіше – залізні шпунти, які утворюють суцільну огорожу глибиною до 20 м, котра захищає останню від пливуну.

3. Заморожування пливунів застосовується для тимчасового надання міцності породам. Для цього буряться свердловини, в які нагнітається концентрований охолоджений розчин хлористого кальцію. Навколо свердловин утворюється зона охолодження порід до $-30\dots-40^{\circ}\text{C}$.

4. Застосування стисненого повітря (з тиском до 2,5 Па) під час проходження пливунів. Повітря, що нагнітається до кесонних камер, врівноважує тиск води, нейтралізуючи одну з причин утворення пливунів.

5. Силікатизація порід одно- чи дворозчинним способами. За однорозчинного способу в ґрунт за допомогою системи трубок-ін'єкторів нагнітається рідинне скло (Na_2SO_4) з додаванням різних кислот (наприклад, фосфорної). Завдяки цьому порода стає водонепроникною і зміцнюється. Під час використання дворозчинного способу нагнітається спочатку силікат натрію, а вже потім розчин хлористого кальцію (CaCl_2). В процесі хімічної реакції між обома розчинами виділяється твердіючий гель кремнієвої кислоти, внаслідок чого порода перетворюється на породу напівскельного типу.

10.5. ЗАХОДИ ПІД ЧАС БУДІВНИЦТВА НА ПРОСАДНИХ ҐРУНТАХ

Просідання будівель і споруд часто відбувається на лесових ґрунтах. Лесовими ґрунтами вважають глинисті ґрунти: супіски, суглинки, іноді глини, які мають властивість ущільнюватися під дією навантажень. В таких ґрунтах після зволоження виникає додаткова деформація, яку називають, просіданням.

Згідно з ДБН В.1.1-5-2000 «Будинки і споруди на підроблюваних територіях і просідаючих ґрунтах» при проектуванні будинків і споруд для зведення на просідаючих ґрунтах слід, як правило, застосовувати методи будівництва, що повністю або частково усувають несприятливі дії деформацій просідання (прорізання товщ палями або глибокими фундаментами, ліквідацію властивостей просідання ґрунтів основи шляхом їх ущільнення і закріплення тощо). Поряд з цим необхідно передбачати заходи захисту, які включають:

- раціональну забудову територій, що дозволяє надавати перевагу майданчикам із більш сприятливими умовами будівництва;
- вертикальне планування території, яка забудовується, для запобігання можливого накопичення атмосферних і талих вод і забезпечення швидкого їх відведення та скид у каналізацію або за межі території, яка підлягає забудові;
- передбудівельну інженерну підготовку будівельних майданчиків, яка знижує або усуває нерівномірні деформації основи і враховує можливість зміни рельєфу місцевості, рівня підземних вод тощо;
- комплексні водозахисні заходи.

За неможливості здійснення будівництва з допомогою методів, що повністю виключають вплив деформацій просідання на будинки та споруди, слід передбачати:

- конструктивні та архітектурно-планувальні заходи захисту, що забезпечують міцність і тривалу експлуатаційну придатність будинків і споруд і запобігають їх пошкодженню в процесі експлуатації;
- заходи, що забезпечують нормальну безаварійну експлуатацію зовнішніх і внутрішніх інженерних мереж;
- заходи, що компенсують і ліквідують нерівномірне осідання і крени будинків і споруд з допомогою різних методів їх вирівнювання.

Усунення просадних властивостей ґрунтів у межах верхньої зони просідання може бути досягнуто ущільненням важкими трамбівками, влаштуванням ґрунтових подушок, витрамбовуванням котлованів, у тому числі з улаштуванням розширень з жорсткого матеріалу, хімічним чи термічним закріпленням ґрунту (рис. 10.8).

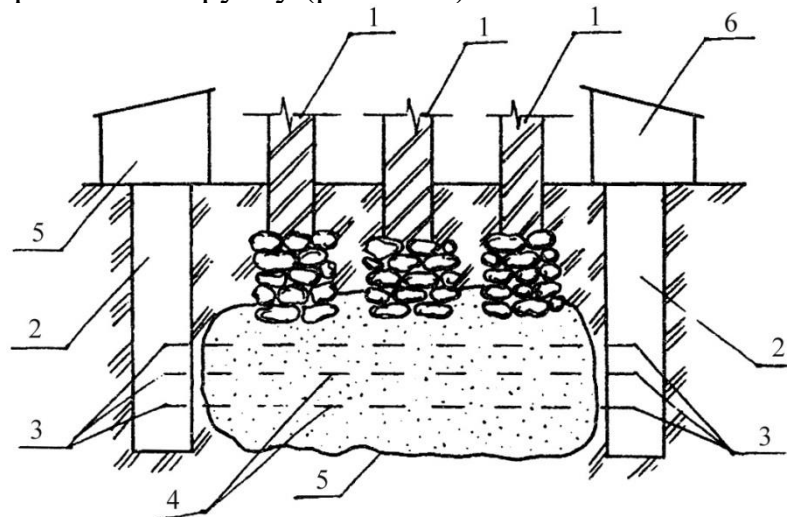


Рис. 10.8. Хімічне закріплення ґрунтів нагнітанням до основи розчинів (цементация, бітумізація, силікатизація, смолизація тощо): 1 – існуючі фундаменти; 2 – технологічні колодязі; 3 – ін'єктори, які занурюються в колодязі у горизонтальному напрямку; 4 – напрямок занурення ін'єкторів; 5 – закріплений ґрунт; 6 – приміщення для розміщення технологічного обладнання

Найбільше поширення в практиці будівництва здобула однорозчинна силікатизація, тобто нагнітання в ґрунт розчинів, котрі в своєму складі містять силікат натрію (рідке скло). Якоюсь мірою силікатизація нагадує процес, що виникає у природних умовах при створенні пісковиків.

Однорозчинна силікатизація полягає в закачуванні в ґрунт через ін'єктори – металеві перфоровані труби, які змонтовані з ланок 1...1,5 м завдовжки та діаметром 38 мм, рідкого розчину силікату натрію з добавками коагуляторів. Залежно від технологічної схеми ін'єктори розташовують вертикально, похило або навіть горизонтально щодо поверхні ґрунту. Глибина закріплення залежить від ґрунтових умов й особливостей будівель.

Закріплення ґрунту за допомогою силікатизації використовують для створення суцільного масиву закріпленого ґрунту під стрічкові фундаменти або плити та у вигляді поодиноких масивів, між якими є ділянки незакріпленого ґрунту, під окремі фундаменти.

Якщо треба усунути просадні властивості ґрунтів у межах усієї товщі використовують глибинне ущільнення ґрунтовими палями в пробитих свердловинах, попереднє замочування ґрунтів основи, у тому числі з глибинними вибухами (рис. 10.9.), хімічне чи термічне закріплення.

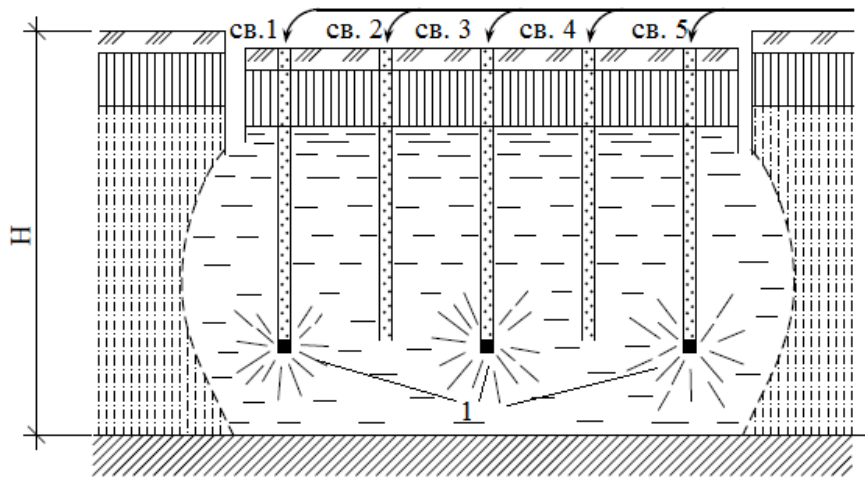


Рис. 10.9 Ущільнення лесової товщі вибухівкою за методом проф. І. М. Литвинова: Н – товща лесового ґрунту; св.1, св.2, св.3, св.4, св.5 – свердловини та їх номери; 1 – вибухи зарядів

У державних будівельних нормах подані різні варіанти основ і фундаментів, а також типи конструктивних схем будівель. Залежно від потужності просадочної товщі, типу конструктивної схеми будівлі, а також умов будівництва вибирають кілька конкурентоспроможних варіантів основ та фундаментів. Подальше техніко-економічне порівняння дає можливість вибрати остаточний варіант.

10.6. ЗАХОДИ ПІД ЧАС БУДІВНИЦТВА У СЕЙСМІЧНИХ РАЙОНАХ

До зведення будівель і споруд у сейсмічних районах висуваються особливі вимоги, які викладені у державних будівельних нормах (ДБН В.1.1-12 2014 «Будівництво у сейсмічних районах України»).

При будівництві на територіях з силою землетрусів до 6 балів, спеціальних конструктивних вимог до будівель не висувається. У 6-бальній зоні підвищуються вимоги до якості будівельних матеріалів і робіт. У 7-9-бальних зонах будівництво ведуть з обов'язковим здійсненням антисейсмічних заходів. У 10–12-бальних зонах господарське освоєння територій є недоцільним.

Найбільш сейсмічними районами в Україні є Прикарпаття, Одещина та Крим. У цих районах проживає кожен десятий громадянин України.

Спостереження за наслідками численних землетрусів показали, що в різних частинах одного сейсмічного району вони значно відрізняються за інтенсивністю. Так, інтенсивність струсу на поверхні землі на ділянках із сипкими ґрунтами є у 15 разів більшою, ніж на ділянках із скельними. Тому будівельними нормами введено поняття уточненої сейсмічності, за якою складають карти мікросейсморайонування. Сейсмічність конкретного будівельного майданчика залежно від ґрунтових умов встановлюють за даними таблиці 17.1.

Таблиця 10.1

Оцінка сейсмічності ділянки будівництва залежно від ґрунтових умов

Категорія ґрунтів	Сейсмічність будівельного майданчика при сейсмічності району, бали		
	7	8	9
I	6	7	8
II	7	8	9
III	8	9	> 9

До *першої* (I) категорії належать: скельні ґрунти всіх видів, невивітрілі та слабковивітрілі; великоуламкові ґрунти малого ступеня водонасичення з магматичних порід, що містять до 30% піщано-глинистого заповнювача.

До *другої* (II) категорії належать: скельні ґрунти, вивітрілі та дуже вивітрілі; великоуламкові ґрунти, крім тих, що віднесені до I категорії; піски гравелісті, крупні та середньої крупності, щільні й середньої щільності, малого і середнього ступеня водонасичення; піски дрібні та пилюваті, щільні й середньої щільності, малого ступеня водонасичення; глинисті ґрунти з показником текучості $I_L \leq 0,5$ і коефіцієнтом пористості $e < 0,9$ для глин та суглинків і $e < 0,7$ для супісків.

До *третьої* (III) категорії належать: піски пухкі незалежно від вологості й крупності; піски гравелісті, крупні та середньої крупності, щільні і середньої щільності, водонасичені; піски дрібні та пилюваті, щільні й середньої щільності, середнього ступеня водонасичення та насичені водою;

глинисті ґрунти з показником текучості $I_L > 0,5$; глинясті ґрунти з показником текучості $I_L < 0,5$ та коефіцієнтом пористості $e \geq 0,9$ для глин та суглинків і $e \geq 0,7$ для супіску.

До сейсмічних впливів більш стійкими є будівлі у формі близької до кола чи квадрата. Тому, в сейсмічних зонах не рекомендується будувати будівлі великої протяжності по довгій осі. При відсутності такої можливості застосовуються антисейсмічні шви, ширину яких розраховують з урахуванням висоти будинків.

В теперішній час реалізуються два напрямки в сейсмостійкому будівництві:

- підвищення сейсмостійкості конструкції надземної частини будівель;
- захист їх від сейсмічних впливів за допомогою сейсмоізоляторів (рис. 10.10).

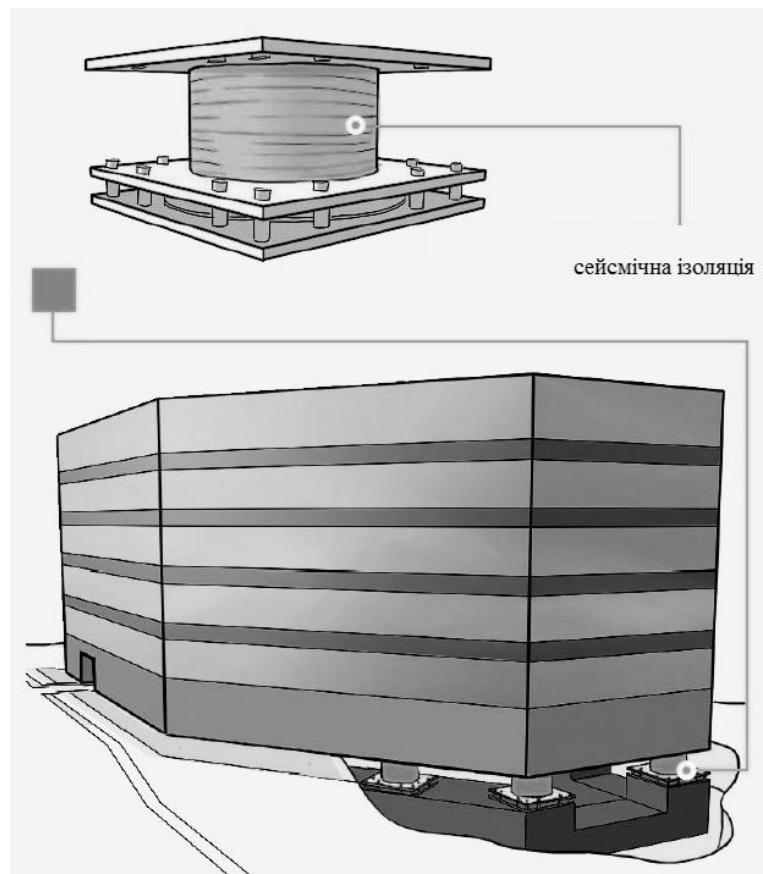


Рис. 10.10. Сейсмічна ізоляція споруди

Принципи забудови сейсмонебезпечних територій полягають у наступному. Майданчики під забудову вибирають на основі карт мікросейсморайонування та детального сейсморайонування з урахуванням категорій ґрунтів за міцністю, несучою здатністю, наявністю та глибиною залягання ґрунтових вод. Конструкції будинків приймаються з дотриманням загальних правил сейсмостійкого будівництва (мінімізація маси, симетричність конструктивних схем з рівномірним розподілом жорсткостей і маси конструкцій, облік пластичних деформацій окремих елементів будівель

і споруд). Підвищена жорсткість і міцність будівель забезпечується створенням антисейсмічних поясів, каркасів і ребер жорсткості.

Підвищення жорсткості фундаментів досягається за рахунок:

1. Збільшення жорсткості основи шляхом поверхневого ущільнення важкими трамбовками, застосування розподільних ґрунтових подушок, глибинного ущільнення ґрунтовими пальями, водозниження, ін'єкційного закріплення, застосування паль із проміжною ґрунтовою подушкою.

2. Закладання фундаментів на одному рівні при однаковому статичному тиску під подошвою.

3. Переважного застосування монолітних чи збірно-монолітних стрічкових, перехресних і суцільних плитних фундаментів. Стиги перехресних фундаментів обов'язково підсилюються арматурними сітками (рис. 10.11, *а*). Якщо окремі фундаменти колон каркасних будинків не витримують зусиль сейсмічних навантажень, їх з'єднують із сусідніми залізобетонними фундаментними балками (рис. 10.11, *б*). У будинках вище ніж 9 поверхів необхідно передбачати монолітний варіант підземної частини (рис. 10.11, *в*).

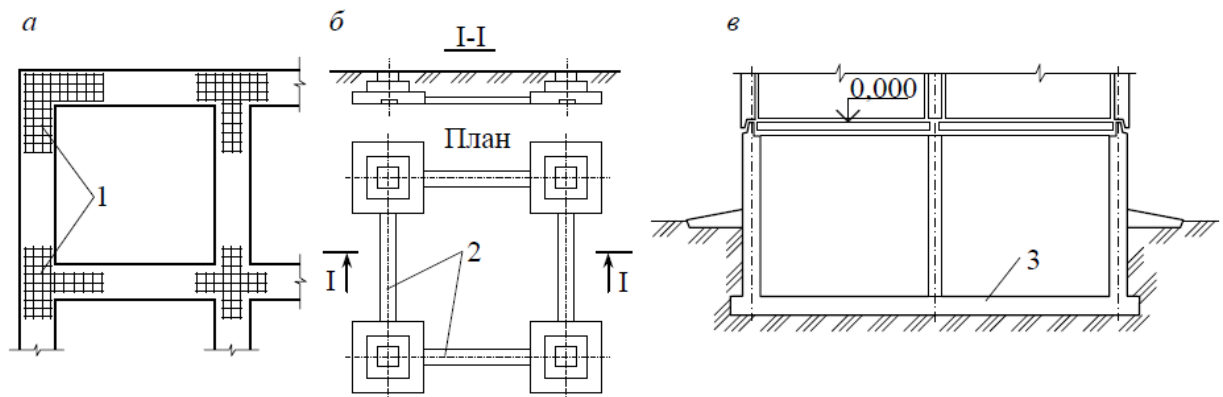


Рис. 10.11. Конструкції фундаментів при сейсмічних впливах:

а – план стрічкового фундаменту; *б* – план і розріз стовпчастих фундаментів; *в* – підвальна частина будинку з плитним фундаментом; 1 – арматурні сітки; 2 – фундаментні балки; 3 – плита з монолітного залізобетону

У фундаментах і стінах підвалів, споруджених із великих блоків, слід перев'язувати кладки в кожному ряді, а також у всіх кутах та перетинах. У районах з розрахунковою сейсмічністю 9 балів кути й перетини стін у будинках повинні бути посилені шляхом закладання в горизонтальні шви арматурних сіток.

Пальові фундаменти з проміжною подушкою (рис. 10.12) застосовують у тих же ґрунтових умовах, що й звичайні пальові фундаменти. Обидва ці типи фундаментів повинні застосовуватися на основі техніко-економічних обґрунтувань. Проте інколи пальові фундаменти з проміжною подушкою можуть виявитися економічно більш доцільнішими за традиційні пальові фундаменти.

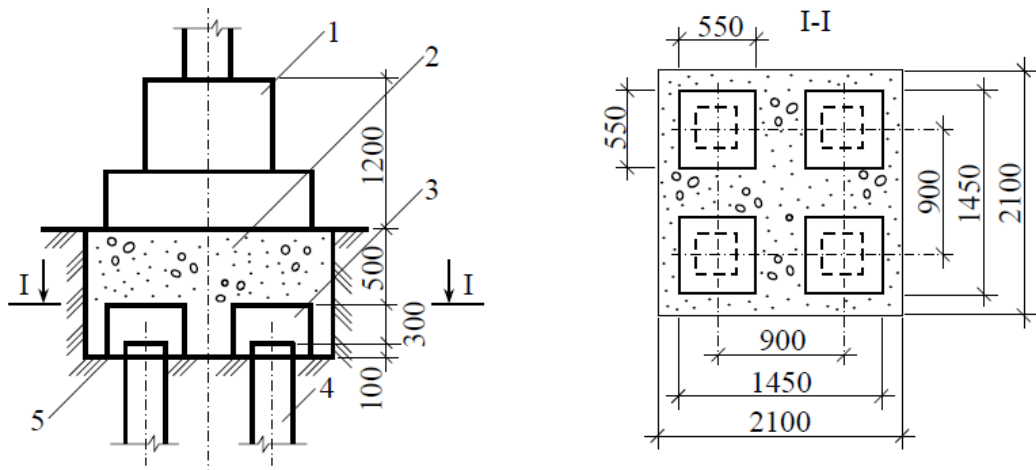


Рис. 10.12. Пальовий фундамент із проміжною подушкою:
 1 – фундаментний блок; 2 – проміжна подушка; 3 – залізобетонний оголовок; 4 – залізобетонна паля; 5 – дно котловану

4. Облаштування у новобудовах поясів жорсткості та антисейсмічних швів за умови забезпечення рівномірності вузлів при рівномірному розподілі мас і жорсткостей.

5. Забезпечення низького розташування центра ваги, уникаючи значних ексцентриситетів із застосуванням полегшених конструкцій.

Залежно від категорій будівель за капітальністю (I, II, III) вирішуються питання їх розташування і капітальних витрат. Особливі вимоги пред'являють до архітектурно-планувальних рішень. Планування міст і мікрорайонів, висота та форма будівель, габарити та їх просторова орієнтація в плані повинні корелюватися з напрямками, частотами та довжинами сейсмічних хвиль.

Сейсмостійкість будівель також забезпечується:

- правильним вибором майданчика під будівництво на основі карт мікросейсморайонування, детального сейсмічного районування та інженерно-геологічних вишукувань;
- правильним компонуванням споруд;
- правильними конструктивними рішеннями.

Для будівництва міст, селищ і промислових районів сейсмічно сприятливим є спокійний рельєф, скельні ґрунти та глибоке залягання ґрунтових вод. Несприятливими є території з хвилястим рельєфом, пухкими, неконсолідованими, обводненими ґрунтами, неглибоким заляганням ґрунтових вод, зсувними схилами, заплавними територіями.

Застосування таких заходів вимагає значних додаткових економічних витрат. Тому вибір заходів робиться залежно від призначення будівлі та її довговічності. Монументальні будівлі, особливо капітальні, споруди громадського призначення є спорудами найвищої категорії складності, тому їх сейсмічність підвищується на одиницю. Інші споруди віднесено до середніх категорій, а тимчасові і полегшені господарські споруди – до найнижчої категорії. Всі споруди останньої категорії, незалежно від району

будівництва, мають розрахункову сейсмічність у 6 балів і застосування спеціальних антисейсмічних заходів не потребують.

Недотримання правил освоєння сейсмонебезпечних територій призводить до непоправного збитку і трагічних наслідків, що підтверджується численними прикладами.

10.7. БОРОТЬБА З МОРСЬКОЮ АБРАЗІЄЮ

Боротьба з морською абразією ведеться головним чином шляхом будівництва спеціальних захисних споруд. Поділяються вони на дві категорії:

- споруди пасивного захисту;
- споруди активного захисту.

Споруди пасивного захисту приймають на себе удари морських хвиль і тому порівняно швидко деформуються та руйнуються. Споруди активного захисту слугують для накопичення й утримання наносів. Енергія морських хвиль витрачається в цьому випадку загалом уже не на удари об захисні споруди, а на переміщення пляжних наносів. Тому захисні споруди цього типу довговічніші у порівнянні зі спорудами пасивного захисту.

Типовими конструкціями активного захисту від абразії є морські буни (рис. 10.13.).



Рис. 10.13. Морські буни

Це масивні споруди, розташовані паралельно або під певним кутом до берегової лінії (залежно від переважного напрямку хвиль). Хвилі, які несуть різні мінеральні частки, перекочуючись через буни, втрачають свою енергію, відкладаючи уламковий матеріал у просторі між сусідніми бунами. Внаслідок цього утворюється пляжна смуга, яка поступово розширюється, наступаючи в бік моря та висуваючи вперед лінію берега. Конструкція бун може бути найрізноманітнішою (ряжеві і пальово-щитові з камінною закидкою, масивно-монолітні і ін.). Широко застосовуються гравітаційні буни у вигляді бетонних чи залізобетонних збірних масивів. Гребінь бун зазвичай виступає на 0,5-1,0 м над рівнем моря. Буни ефективні в тих місцях, де є велика кількість донних наносів.

Хвилерізи (хвилелами), на відміну від бун, є штучними масивами, що розташовані паралельно до берегової смуги на деякій відстані від неї (рис.10.14.).



Рис. 10.14. Хвилерізи

Вони можуть здійматися над рівнем моря, а можуть бути й затопленими. За своїм характером робота хвилерізів нагадує роботу бун, але в цьому випадку пляжні наноси накопичуються між хвилерізом і берегом моря. Форма хвилерізів може бути різною і залежить від форми берегової лінії, напрямку хвиль тощо. Часто хвилерізи застосовуються в комбінації з поперечними масивами (траверсами, бунами) і влаштовуються у вигляді ряжів, що заповнені камінням, бетонних чи залізобетонних масивів тощо.

Типовими спорудами пасивного захисту є хвилевідбійні стінки, які зводяться з кам'яної закидки, бетону, залізобетону (рис. 10.15).



Рис. 10. 15. Руїнування основи хвилевідбійної стінки

Такі споруди є недовговічними. Відомі випадки, коли бетон у хвилевідбійних стінках підрізався морськими хвилями на глибину до 30 см протягом одного року. Стінки руйнуються також внаслідок розмивання

корінних порід у їх основі, що часто є причиною їхнього перекидання. Тому зараз перевага надається більш ефективним засобам активного захисту.

Контрольні запитання до розділу 10

1. Розкрийте поняття «інженерний захист територій».
2. Опишіть зсуви та методи їх вивчення.
3. Які існують протизсувні заходи?
4. Охарактеризуйте обвали та їхню негативну дію.
5. Назвіть протиобвальні заходи (споруди).
6. Що таке підтоплення та які його причини?
7. Назвіть методи захисту від підтоплення.
8. Опишіть характеристики дренажних систем.
9. Що таке пливуні та які причини їх виникнення?
10. Назвіть протипливуні заходи у будівництві.
11. Охарактеризуйте особливості будівництва на ґрунтах, що просідають.
12. Назвіть методи захисту будівельних основ від просідання.
13. Що таке сейсмічність і які її наслідки для будівель та споруд?
14. Які заходи вживають під час будівництва у сейсмічних районах?
15. Що таке морська абразія та які заходи боротьби з нею?

РОЗДІЛ 11. ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПІД ЧАС ПРОЕКТУВАННЯ ТА БУДІВНИЦТВА ДЕЯКИХ ВИДІВ СПОРУД

Інженерно-геологічні дослідження є початковим етапом будівництва будь-яких споруд. Вони знаходяться у повній залежності від їх видів (промислове підприємство, житлові будинки, автомобільні дороги та ін.) і мають свою специфіку.

11.1. ЖИТЛОВО-ПРОМИСЛОВЕ БУДІВНИЦТВО

Інженерно-геологічні дослідження для будівництва промислових споруд. Проектування промислових споруд найчастіше виконується у дві стадії. Спочатку розробляють *проектне завдання*, а на його основі в подальшому *технічний проект та робочі креслення*. Для складних об'єктів можуть проводитися додаткові дослідження, необхідні для доопрацювання і уточнення раніше виконаних робіт. Іноді за окремими об'єктами невисокої складності роботи можуть виконуватися одночасно для проектного завдання і робочих креслень.

Кожному етапу проектування відповідають свої інженерно-геологічні дослідження: проектному завданню – попередні, робочим кресленням – детальні.

Промислове підприємство є складним комплексом різних будівель та споруд. Тому паралельно з вишукуваннями та проектуванням основної споруди виконують аналогічні роботи по лініях зв'язку, магістральних трубопроводах, під'їзних і внутрішньозаводських шляхах, по мережах водопостачання і каналізації тощо.

Попередні дослідження. У тих випадках, коли це необхідно, спочатку виконують інженерно-геологічні роботи на рівні техніко-економічної доповіді, основна мета яких – вибір будівельного майданчика. Подальші роботи проводять із його вивчення. На цьому етапі здійснюється робота з метою загальної інженерно-геологічної оцінки об'єкта. До складу досліджень входять:

- інженерно-геологічна зйомка;
- проходка розвідувальних свердловин та інших виробок і геофізичні роботи;
- польові дослідження ґрунтів та підземних вод;
- лабораторні дослідження і камеральні роботи зі складанням інженерно-геологічного звіту.

В окремих випадках будівельні майданчики характеризуються складними геолого-гідрогеологічними умовами. Серед них: сейсмічні, болотисті, карстові та зсувні райони, ділянки, складені насипними й намивними ґрунтами, пливунами тощо.

Усі матеріали робіт узагальнюють і представляють у вигляді інженерно-геологічного звіту з такими додатками: оглядова карта району будівництва масштабу 1:25 000–1:100 000 з позначенням меж майданчика; інженерно-геологічні карти та розрізи; таблиці показників порід і підземних вод; графіки спостережень; фотографії природних умов і т. ін. Звіт дає загальну інженерно-геологічну оцінку будівельного майданчика з урахуванням особливостей запроектованих будівель і споруд.

Детальні дослідження, що включають у себе технічний проект і робочі креслення, виконують на об'єднавчій стадії проектування. Їх метою є деталізація та уточнення інженерно-геологічних даних, отриманих на стадії виконання проектного завдання для кожної будівлі і споруди. Для проектування другорядних об'єктів буває достатньо матеріалів попередніх досліджень. З метою уточнення інженерно-геологічних особливостей іноді додатково проходять одну-дві бурові свердловини.

На цій стадії основними є розвідувальні виробки (свердловини, канали тощо) та дослідні роботи. Їх розташовують залежно від розміщення фундаментів. Кількість виробок визначається такими чинниками, як поверховість будівлі та складність інженерно-геологічних умов майданчика. Орієнтовну відстань між гірничими виробками наведено в табл. 11.1.

Таблиця 11.1

Орієнтовні відстані між гірничими виробками

Споруди	Інженерно-геологічні умови		
	прості	середні	складні
Одноповерхові	60 м	30 м	7–15 м
Багатоповерхові	30 м	15 м	7 м

Глибина розвідувальних виробок залежить від особливостей та складності геологічної будови території. За невеликої глибини залягання скельних порід виробки мають бути на 0,5–1 м врізаними в ці породи. У випадку, якщо будівельний майданчик складений достатньо однорідною товщею порід (глини, суглинки) глибина виробок повинна бути не меншою за 6–8 м. За складних інженерно-геологічних умов їх глибина сягає до 20–25 м і більше.

Польові дослідні інженерно-геологічні роботи проводять лише під найбільш відповідальні споруди. Їх метою є уточнення міцнісних та деформаційних показників ґрунтів у межах контуру будівлі. Дослідні гідрогеологічні роботи виконують для отримання остаточних даних для розрахунків дренажних споруд, визначення припливів води до котловану тощо.

По закінченні вишукувань цього етапу складається звіт, у якому наводяться дані за ґрунтами підвалин окремих будівель та споруд і агресивністю ґрунтових вод. Звіт містить також рекомендації із проведення дій, спрямованих на захист фундаментів, підземних комунікацій і перелік

інших інженерних заходів, які забезпечують стійкість будівель та споруд у процесі їх будівництва та експлуатації.

Інженерно-геологічні дослідження для містобудівних робіт. Проектування міського і селищного будівництва проводиться стадійно. Воно складається з проектів: планування і плану розміщення першочергового будівництва, детального планування і проекту забудови.

Відповідно до цього інженерно-геологічні дослідження проводять також за стадіями, що відповідають кожному виду проектування.

Дослідження для проекту планування і плану розміщення першочергового будівництва. Інженерно-геологічні дослідження для проекту планування міст (селищ) повинні дати оцінку території з точки зору можливості використання її для будівництва. Їх проводять у поєднанні з іншими вишукуваннями і проектними розробками: економічними, кліматичними, гідрогеологічними, екологічними, санітарно-гігієнічними тощо.

Для території, що вивчається, мають бути отримані дані про геологію, гідрологію, клімат, ґрунти, рослинність, геологічну будову, гідрогеологію, природні геологічні явища та інженерно-геологічні геодинамічні процеси (зсув, суфозія, карст, сейсмічна активність), а також склад і властивості ґрунтів.

Інженерно-геологічні дослідження проводять у три періоди: підготовчий, польовий та камеральний. Інженерно-геологічний звіт служить підставою для складання проекту планування і плану розміщення першочергового міського і селищного будівництва.

Дослідження для проекту детального планування. Проект детального планування міста (селища) включає в себе архітектурно-планувальну і технічну організацію районів забудови першої черги, встановлює послідовність забудови, вирішує питання благоустрою, містить проекти детального планування та забудови окремих міських районів.

Основою інженерно-геологічних даних для складання проекту детального планування є матеріали різних видів робіт, що послідовно отримані у польовий період, під час камеральної обробки матеріалів та результатів їх досліджень.

На цій стадії проводять детальне вивчення геології місцевості та властивостей ґрунтів, для чого закладають додаткові бурові свердловини. Глибина свердловини під спорудою у більшості випадків становить 8–10 м. За наявності слабких порід закладаються шурфи з відбором двох-трьох зразків для проведення повного комплексу лабораторних досліджень.

Дослідження для проекту забудови. Проект забудови в межах існуючого міста передбачає будівництво окремих житлових будинків (мікрорайонів), кварталів, вулиць та площ. Проектування проводять у дві стадії – проектного завдання та робочих креслень. Перед кожною стадією виконують польові інженерно-геологічні роботи.

Дослідження для проектного завдання характеризують геологічні та гідрогеологічні умови усього майданчика, а також інженерно-геологічні

властивості ґрунтів. У випадку, якщо для певного майданчика раніше проводилися дослідження для проекту планування і проекту детального планування, то цих матеріалів цілком вистачає, щоб не проводити нових досліджень на стадії проектування.

На стадії робочих креслень інженерно-геологічні матеріали можуть бути оформлені в одному звіті.

Під час складання робочих креслень можливі випадки призначення додаткових досліджень. Це може бути пов'язане зі змінами в розміщенні будівель або перевіркою наявних геологічних матеріалів.

Інженерно-геологічні дослідження для окремих будівель. Інженерно-геологічні роботи під забудову окремих будівель проводять, як правило, одночасно для проектного завдання і робочих креслень, фактично в одну стадію. Вивчаються обмежені за площею ділянки. Об'єми робіт залежать від складності інженерно-геологічних умов, які поділяють на три категорії:

– *I категорія* – ділянки з простою геологічною будовою (породи залягають горизонтально; несуча здатність ґрунтів не викликає сумніву; ґрунтові води під фундаментами знаходяться нижче зони активного водообміну; товщина насипних ґрунтів не перевищує 2 м);

– *II категорія* – ділянки середньої геологічної складності (товща порід представлена чотирма-п'ятьма різними шарами, що зім'яті у складки; ґрунтові води залягають у межах активної зони; товщина насипних ґрунтів складає 3–4 м);

– *III категорія* – ділянки геологічно складні (розташовані в межах хвилястого рельєфу; товща порід – багат шарова; залягання порід складчасте, тектонічно порушене; ґрунтові води залягають вище за подошву фундаментів; активна зона містить ґрунти типу мулу, торфу; товщина насипних ґрунтів перевищує 4 м; на ділянці розвинені природні геодинамічні явища).

Інженерно-геологічні роботи усіх трьох категорій виконують у звичайному порядку. Відмінність робіт полягає лише в тому, що на майданчиках майбутніх висотних будівель (більше дев'яти поверхів) обов'язково проводиться дослідження ґрунтів навантаженням. Результати робіт представляють у вигляді висновків про інженерно-геологічні умови будівельного майданчика. Під час написання висновків велику увагу приділяють і узагальненню досвіду будівництва та експлуатації будівель на суміжних ділянках у схожих геологічних умовах.

Інженерно-геологічні дослідження у зв'язку з надбудовою будівель, реконструкцією, зміною поверховості будівель. Такі інженерно-геологічні роботи є необхідними для розробки проектів часткової або повної реконструкції будівель. Найчастіше вони проводяться в межах старих будівельних конструкцій у зв'язку зі збільшенням їхньої поверховості.

Усі роботи проводять в один етап, не поділяючи їх на стадії проектного завдання і робочих креслень. Будівельники вивчають конструкцію будівлі з метою виявлення можливості надбудови додаткових поверхів, а інженери-геологи займаються вивченням ґрунтів підвалів. Якщо зберігся проект

будівлі і матеріали колишніх інженерно-геологічних досліджень, то об'єм робіт може бути мінімальним. У цьому випадку досить відібрати моноліти ґрунтів для лабораторних аналізів і перевірити стан будівлі. Якщо ці матеріали не збереглися, то необхідно виконати повний комплекс інженерно-геологічних робіт, до складу якого входить вивчення:

- геологічних та гідрологічних матеріалів території досліджень та суміжних ділянок;
- геолого-літологічної будови майданчика;
- ґрунтових вод;
- інженерно-геологічних і геодинамічних процесів та явищ.

За допомогою шурфів визначають глибину залягання і стан фундаментів, стін підвалів, гідроізоляції, а також досліджують конструкції дренажів тощо.

Для вирішення усіх геологічних питань використовують гірничі розвідувальні виробки, кількість та глибина яких встановлюється залежно від розмірів будівлі, а також складності геологічної будови ділянки. Розмір будівлі оцінюють кількістю секцій (секція – частина будівлі завдовжки не більше 30 м). За однієї – двох секцій бурять чотири свердловини, за трьох-чотирьох – чотири-шість свердловин, більше чотирьох – вісім свердловин. Кількість шурфів встановлюється також кількістю секцій: одна секція – три шурфи; дві секції – п'ять шурфів; три-чотири секції – сім шурфів; більше чотирьох секцій – десять шурфів. Вказана кількість гірничих виробок може бути зменшена для ділянок із простою геологічною будовою.

Бурові свердловини розташовують навколо будівлі. Глибина шурфів має бути нижчою за підшву фундаментів.

11.2. ГІДРОТЕХНІЧНІ СПОРУДИ

Для того щоб використовувати водні ресурси, необхідно будувати інженерні споруди з відповідним механічним обладнанням. Такі споруди називають *гідротехнічними*, а прикладну науку, що займається загальною теорією їх функціонування, питаннями проектування, будівництва та експлуатації, називають *гідротехнікою*.

Основне завдання гідротехніки полягає в тому, щоб існуючий природний режим будь-якого водного об'єкта (річки, озера, моря, підземних вод тощо) за допомогою гідротехнічних споруд пристосувати, змінити, перетворити для доцільного й економічного водогосподарського використання і для захисту навколишнього середовища від шкідливої дії вод.

Друге завдання гідротехніки – створення штучних водних потоків і водойм у випадку, коли природних вод недостатньо для водопостачання або вони взагалі відсутні.

Третє завдання (спеціальне) – створення установок або споруд для спеціальних потреб окремих видів водного господарства (наприклад,

судноплавних шлюзів, будівель гідроелектростанцій, насосних станцій, рибоводних систем і т. ін.).

Гідротехнічні споруди, що виконують перше і друге завдання, є однаковими для всіх галузей водного господарства і називаються *загальними*; споруди ж, що обслуговують лише окремі види водного господарства (гідроенергетика, судноплавство, сплав, іригація, водопостачання та ін.), називаються *спеціальними*.

Гідротехнічні споруди, що зводяться на річках або використовують річковий стік, називають *річковими*, на озерах і морях – відповідно, *озерними* та *морськими*.

Розподіл гідротехнічних споруд (гідроспоруд) за їх впливом на водні потоки

Як відомо, кожний річковий потік характеризується рівнем його водної поверхні (H), глибиною (h), швидкістю течії (v), витратами води (Q), складом наносів (G), ґрунтами, що складають ложе (русло) потоку. Річкові потоки характеризуються ще й коливаннями параметрів (добовими, місячними, річними, багаторічними) перелічених вище гідравлічних параметрів (рівнів, швидкостей, витрат води) і змінами форми і розмірів русла та його переміщеннями, що обумовлюється *ерозією*.

Тісно пов'язаним із режимом річкового потоку є режим підземних та ґрунтових вод під руслом, по берегах річки та на схилах долин.

Залежно від характеру впливів на річковий потік гідротехнічні споруди поділяють на:

- 1) водопідпирні і регуляційні (руслорегулюючі), що змінюють режим потоку;
- 2) споруди, що створюють штучні водні потоки, які мають назву водопровідних.

Вплив водопідпирних споруд на водний потік

Найбільш поширеним видом водопідпирних споруд є *гребля* (або інша споруда), яка перегороджує русло (рис. 11.1) і створює в потоці підпір, тобто різницю рівнів водної поверхні (рис. 11.1, а). У цьому випадку зона потоку, що знаходиться вище (за течією) за споруду називається *верхнім б'єфом* (або підпертим б'єфом) (*ВБ*), а нижче за неї – *нижнім б'єфом* (*НБ*). Підпір, тобто підйом рівня води, в перетині I-I поширюється вгору за течією, поступово зменшується, а рівень води наближається до звичайного рівня у річці. На певній відстані від споруди підпір зникає, або, як кажуть, «виклинюється» повністю (перетин 5-5 на рис. 11.1, а, в).

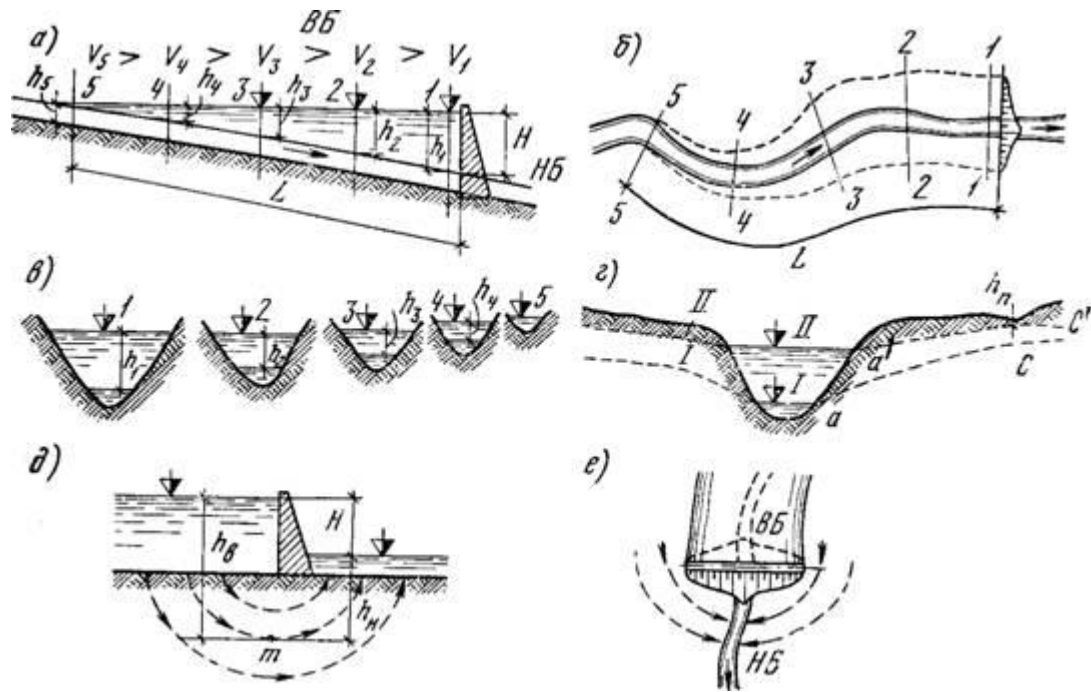


Рис. 11.1. Схема впливу підпірної споруди на річковий потік: *НБ* – нижній б'єф; *ВБ* – верхній б'єф; *L* – довжина ділянки підпору; *H* – рівень водної поверхні річки; *v* – швидкості течії; *h_i* – глибина води на *i*-му перетині; *h_n* – глибина залягання підземних вод

На всій ділянці підпору *L* відбувається зміна глибин води *h* і швидкостей течії *v* (за однієї і тієї же витрати води *Q*) внаслідок зміни перетинів потоку. При цьому, як показано на рис. 11.1, а, зберігається співвідношення: $v_1 < v_2 < v_3 < v_4 < v_5$ і $h_1 > h_2 > h_3 > h_4 > h_5$, тобто середні швидкості течії у верхньому б'єфі під час наближення до підпірної споруди зменшуються, а глибини зростають. Внаслідок підвищення рівня води в річці, території, що до того були сухими, затоплюються. Вся площа водної поверхні у підпертому верхньому б'єфі окреслена пунктиром (рис. 11.1, б), що змальовує план річки. Площа ж затоплень, спричинених підпором, є різницею між загальною площею і площею водної поверхні у звичайному стані русла.

Підпір води змінює не тільки рівні швидкостей течії і глибин у річці, а й режими підземних вод русла та берегів. На рис. 11.1, г наведено поперечний профіль річки та її долини. За рівня *I* води в річці до зведення підпірної споруди рівень ґрунтових вод займав положення *ac*, підземні води стікали до природньої дрени. За підпору (рівень *II*) вода верхнього б'єфу, фільтруючись у породи берегів, поступово насичує їх. Через деякий час поверхня ґрунтових вод займе положення *a'c'*, наближаючись до рівня земної поверхні. На деяких ділянках глибина залягання підземних вод (*h_n*) може стати настільки малою (1–1,5 м і менше), що приповерхнева зона виявиться непридатною для сільськогосподарського використання або навіть заболочується. Подібна зона носить назву *зони підтоплення*.

Завдяки підпору на частку води у точці m водопроникної основи буде здійснюватися з боку верхнього б'єфу більший тиск (h_e), ніж із нижнього б'єфу (h_n), через це вода буде рухатися у бік нижнього б'єфу. Відбувається явище, що має назву *фільтрація води в основу споруди*. При цьому частки води в основі рухаються з верхнього б'єфу до нижнього за певними траєкторіями (пунктир на рис. 11.1, г). В результаті частина води з водосховища надійде в нижній б'єф підземним шляхом.

Аналогічно виникає рух підземних вод по берегах *в обхід підпірної споруди* (рис. 11.1, е). Це явище обумовлено різницею їх рівнів у верхньому (крива II на рис. 11.1, г) і нижньому б'єфах (крива I там же), що призводить до додаткових втрат води з водосховища.

Завдяки підпору і поступовій зміні швидкостей течії у верхньому б'єфі змінюється і здатність потоку транспортувати у зваженій та твердій формах осади. Ця здатність є пропорційною до квадрата швидкості потоку (v_2). Для часток різних діаметрів швидкість течії, за якої вони припиняють рух, випадаючи на дно, є різною. Тому в процесі зменшення швидкості течії у б'єфі починають випадати на дно спочатку найбільші частки, а потім дрібніші, і перед самою спорудою, де середні швидкості течії близькі до нуля, випадають найдрібніші частки – суспензійні. Вода стає практично чистою. Звільнена від осадів вода, яка потрапляє до нижнього б'єфу, знову насичується мінеральними частками за рахунок ґрунтів русла. Розмивання русла і загальне зниження рівнів води в ньому вниз за течією відбувається доти, доки не настане рівновага між розмивною здатністю річкової води і опором ґрунту її дна і берегів.

Таким чином, водопідпірна споруда впливає на всі елементи потоку і його русла, а також на підземні води. Але вона може спричинити ще більший ефект, регулюючи витрати води, що надходить до нижнього б'єфу річки. Якщо в споруді (греблі) зробити *отвори з затворами*, що дозволяють регулювати випуск води з верхнього б'єфу у нижній за необхідним споживачу графіком, то можна в періоди надлишку води в річці (наприклад, у межень), затримувати і накопичувати частину її у верхньому б'єфі, для того щоб за потреби випускати воду в нижній б'єф. У цьому випадку верхній б'єф має назву *водосховища*.

Таким чином, водопідпірні споруди (греблі) мають надзвичайну здатність змінювати не лише режим стоку річки, а усі її гідравлічні елементи в напрямку, необхідному для водогосподарського її використання. Водопідпірні споруди (греблі) широко використовуються в усіх галузях водного господарства.

Окрім гребель, що перегороджують річки, водопідпірними спорудами є дамби (або вали), які відгороджують окремі території від затоплення паводками або захищають акваторії (у портах) від впливу припливів, вітрових нагонів води, а також дамби, за допомогою яких створюють штучні басейни (наприклад, басейни гідроакумуляюючих електростанцій – ГАЕС). Окремими категоріями таких споруд є русла каналів.

Вплив регуляційних споруд на водний потік

Руслорегулюючі споруди повинні впливати на ерозійну діяльність водних потоків у руслах, а також змінювати їх режими в межах русел у напрямку, необхідному споживачам, захищаючи при цьому русла від шкідливих впливів потоку. Регуляційні споруди – це, як правило, дамби, що зводяться в руслах, і спеціальні покриття, що захищають береги від розмиву. Дамби, як правило, не перегороджують всієї ширини річки, а зводяться від берегів у поперечному, а іноді і поздовжньому напрямках стосовно основного русла. Іноді вони бувають у вигляді «порогів» на дні русла або ж як штучні виїмки руслового ґрунту, що уповільнюють швидкість водного потоку.

Регуляційні споруди здебільшого не створюють підпору води, але суттєво змінюють напрям та величину швидкості потоку, перерозподіляючи їх і тим самим безпосередньо впливаючи на формування русла – його глибину, розміри і форму в плані. Такі споруди використовуються у різних галузях водного господарства і можуть забезпечувати необхідні глибини, швидкості течії і форму русла для судноплавства і сплаву (лісу) на річках, створювати нормальні умови для забору води з річок, забезпечувати стабільність річкових берегів, необхідну для прибережних населених пунктів і різних підприємств.

Водопровідні споруди

Третій вид загальних гідротехнічних споруд – водопровідні споруди, що є штучними руслами. У ґрунті це – *канали, підземні тунелі*, а на поверхні Землі – *лотки і труби* з різних матеріалів. Ці споруди транспортують воду для найрізноманітніших цілей: подають воду до турбін гідроелектростанцій, на зрошувані землі, у системи водопостачання міст, промислових підприємств, а також відводять води з осушуваних земель. Вони використовуються і в якості водних шляхів – судноплавних і сплавних, а також для інших цілей, створюючи штучні водні потоки, які рухаються згідно з тими ж законами гідравліки, що й природні.

До водопровідних споруд належать і *водоскиди*, що слугують для скидання води з водойм із верхніх б'єфів у нижні через отвори у греблях або в обхід гребель через берегові споруди.

Водоніпні споруди (греблі)

Греблі – це споруди, що перегороджують русло річки і створюють у ній підпір води. Матеріалом для греблі слугують бетон і залізобетон, а також дерево, камінь та різні ґрунти. Залежно від складу греблі називаються бетонними, залізобетонними, дерев'яними, кам'яними та ґрунтовими. Найбільш поширеними є греблі з бетону та ґрунтових матеріалів (піску, супісків, суглинків, глин, гравію галечнику та їх сумішей, а також із бутового каменю).

Бетонні греблі поділяться на гравітаційні (масивні), контрфорсні та арочні.

Гравітаційні греблі в поперечному розрізі мають форму трикутника з шириною основи, що дорівнює близько $\frac{2}{3}$ висоти, або трапеції; нижня грань

її може бути прямолінійною або криволінійною (рис. 11.2, а), а сама гребля зазвичай є прямолінійною. *Арочні* греблі характеризуються завжди криволінійним окресленням у плані (звідки и назва – греблі) з опуклістю, повернутою до верхнього б'єфу, а в поперечному (вертикальному) розрізі їх стінки мають трохи криволінійну форму (рис. 11.2, б). *Контрфорсні* греблі мають тонші стінки, ніж гравітаційні греблі, але вони завжди посилюються контрфорсами – боковими стінками, розташованими з боку нижнього б'єфу, що підпирають основну стінку (рис. 11.2, в).

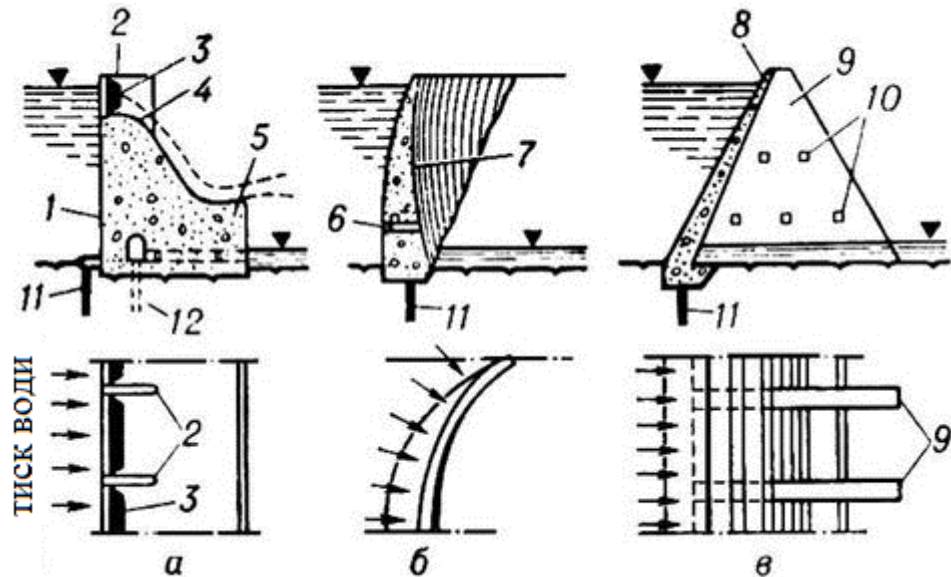


Рис. 11.2. Схеми бетонних гребель: а – гравітаційні; б – арочні; в – контрфорсні; 1 — верхова грань; 2 — бик; 3 — затвор; 4 — гребінь водозливу; 5 — низок; 6 — водоспуск; 7 — низова грань; 8 — плоске напірне покриття; 9 — контрфорс; 10 — балки жорсткості; 11 — протифільтраційна завіса; 12 — дренаж

Бетонні греблі бувають глухими – якщо вони не пропускають води у нижній б'єф, і водопропускними, водоскидними – якщо вони мають отвори для скидання води. У першому випадку вода верхнього б'єфу, яка притікає до греблі, видаляється через інші споруди, що зводяться поруч із глухою греблею (наприклад, через будівлю гідроелектростанції, берегові водоскиди тощо) або відводиться з верхнього б'єфу за допомогою водопровідних споруд (каналів, трубопроводів, тунелів) до споживачів, наприклад у системи водопостачання або зрошення.

У водопровідних греблях вода пропускається у нижній б'єф через отвори, які поділяються на: поверхневі, водозливні, занурені під рівень води верхнього б'єфу – глибинні, або донні. За допомогою водозливних отворів рівень верхнього б'єфу може бути знижений до гребеня водозливу, а глибинних отворів – до рівня їх порога.

Отвори відокремлені один від одного «биками» і забезпечуються рухливими конструкціями (зазвичай металевими) – затворами, що

спираються на «бики» або стіну (устої) греблі. Затвори можуть закривати отвори як повністю, так і частково або тримати їх відкритими. Наявність затворів дозволяє регулювати витрати води (Q), що випускається з верхнього б'єфа водосховища. За наявності глибинних затворів можна випускати воду з водосховища («спрацьовувати» його) за будь-якого нормального підпірного рівня (НПР) до заданої відмітки рівня скиду (РС), маневруючи затворами. Тобто наявність затворів дозволяє у широких межах «розпоряджатися» водою річки відповідно до потреб споживачів.

Греблі з ґрунтових матеріалів – це насипи з ґрунтів, що мають у поперечному розрізі форму трапеції (рис. 11.3). Укоси їх можуть мати закладення m (котангенс кута θ , що складається лінією укосу з горизонтом), які мінімально дорівнюють від 0,9–1,2 (для кам'яних) до 1,5 (для земляних гребель). Залежно від типу ґрунту та якості закладення схилу ці значення можуть сягати величини 3–5 і більше.

Земляні греблі з пісків, супісків і легких суглинків є проникними для води, яка фільтрується через тіло греблі, насичуючи його до поверхні abc (рис. 11.3, а), що називається депресійною кривою (кривою депресії). Для запобігання фільтрації через греблю в її тілі облаштовують водонепроникні зони, екрани (1) (рис. 11.3, б), діафрагми або ядра (2) (рис. 11.3, в). Ці водонепроникні елементи складаються з глини або суглинку, бетону та залізобетону, металу та інших матеріалів і змикаються з водонепроникною основою (4) греблі (рис. 11.3, а–г).

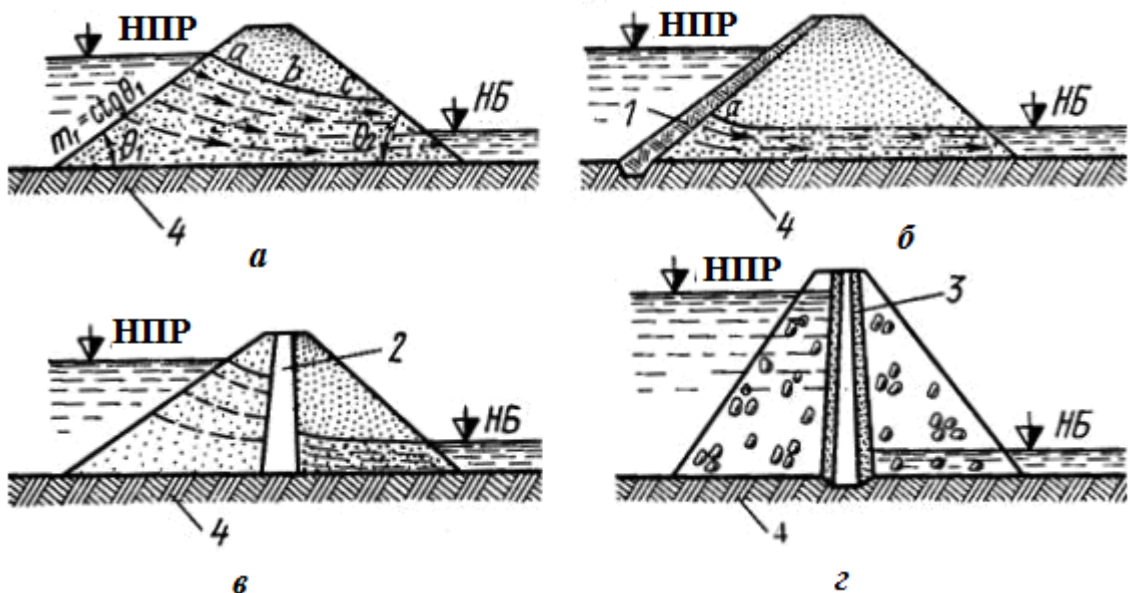


Рис. 11. 3. Профілі гребель із ґрунтових матеріалів. Типи гребель: а – однорідна гребля; б – гребля з екраном; в – гребля з діафрагмою; г – гребля з перехідним шаром; НПР – нормальний підпірний рівень; НБ – нижній б'єф; 1 – водонепроникна зона (екран); 2 – діафрагма або ядро; 3 – перехідний шар; 4 – водонепроникна основа греблі

Греблі кам'яно-земляні будуються із гравійних, галечникових матеріалів або «рваного» каменю; водонепроникним елементами тут можуть слугувати екрани або ядра із суглинків і глин. По контакту їх із тілом греблі укладають перехідні шари (З) з гравію, щебеню (рис. 11.3, г).

Греблі з ґрунтових матеріалів виконують, як правило, глухими: у невисоких кам'яних греблях допускають іноді перелив води через гребінь (за належного закріплення як самого гребня, так і низового укусу).

Регуляційні споруди являють собою штучні перешкоди для водного потоку. Це дамби з місцевих матеріалів (галька, гравій, пісок, дерево), іноді з бетонних і залізобетонних елементів, з поперечним перерізом у формі трапеції. Матеріал цих споруд не повинен розмиватися потоком: якщо ж матеріал може розмиватися (пісок, супісок, гравій), то він повинен бути прикритий захисним шаром, що не розмивається (каменем, плитами, пальовими стінками тощо).

Регуляційні споруди повинні бути «гнучкими» настільки, що у разі, якщо основа їх буде підмита потоком, вони деформуються, але не зруйнуються. Матеріал споруди заповнює при цьому розмив, що утворився, а сама вона продовжує виконувати свої функції.

Для захисту берегів від розмиву застосовують суцільне гнучке покриття, яке плавно окреслене в плані і виконане з каменю, бетонних плит, проростаючих матеріалів (дерева, кущі, трава) тощо.

Водопровідні споруди – це штучні русла, які влаштовують у ґрунті як із самого ґрунту (канали, тунелі) так і з бетону, залізобетону, дерева, металу (лотки, трубопроводи).

Канали – штучні русла, які зазвичай мають трапецієподібний переріз.

Лотки – штучні русла, розташовувані на земній поверхні або вище за неї, що знаходяться на спеціальних опорах і будуються із залізобетону, металу та дерева. Застосовуються вони у випадках, коли топографічні і геологічні умови не дозволяють будувати канали.

Тунелі (гідротехнічні) – русла замкнутого перетину, що облаштовуються в ґрунті підземними методами робіт без розкривання порід. Тунелі використовують у тих випадках, коли для спорудження каналу потрібні були би великі обсяги земляних робіт, наприклад – у випадку перетину височин (гір), а також спрямування водоводів уздовж косогорів, які схильні до розвитку зсувів.

Трубопроводи – штучні замкнуті русла (сталеві, залізобетонні, керамічні тощо), що розташовуються на земній поверхні і часто – у пониженнях рельєфу.

Спеціальні гідроспоруди

Спеціальні гідроспоруди застосовують в окремих галузях водного господарства. Серед них:

– гідроенергетичні споруди – будівлі гідроелектростанцій, аванкамери і напірні басейни, зрівняльні вежі і шахти;

– гідроспоруди водного транспорту – судноплавні шлюзи, суднопідіймачі, причальні споруди, пристані, портові набережні,

судноремонтні та суднобудівні пристрої (елінги, доки), лісосплавні й лісопропускні споруди та пристрої;

– гідромеліоративні споруди (зрошувальні, обводнювальні, осушувальні) – шлюзи-регулятори, відстійники, які зрошують і осушують мережу, дренажні пристрої, колектори;

– гідроспоруди для водопостачання і водовідведення (каналізації) – водозабори спеціального типу, каптажні споруди, насосні станції, ставки-охолоджувачі, очисні пристрої, колектори, ливнеспуски та ін.;

– гідроспоруди для рибного господарства – рибоходи, рибоспуски, рибоводні ставки і басейни.

За характером впливу їх на водний потік ці споруди бувають водопідпирними (будівлі ГЕС, судноплавні шлюзи, шлюзи-регулятори, рибоходи та ін.), руслорегулюючими і водопровідними.

Гідровузли і гідросистеми

Залежно від цілей і завдань водогосподарського заходу вони поділяються на загальні та спеціальні. Такий комплекс, побудований в певному місці з однією водогосподарською метою, носить назву *вузол гідротехнічних споруд*, або *гідровузол* (гідротехнічний вузол).

За наявності у такому вузлі водопідпирних споруд, що створюють напір у річці або в каналі, гідровузол називають *напірним* (підпирним), а в іншому випадку – *безнапірним*. За величиною створюваного напору гідровузли поділяють на:

а) *низьконапірні*, або *руслові*, в яких стандартний підпирний рівень (СПР), як правило, не виходить за границі меженного русла або затоплює заплаву невеликим шаром і частково; з величиною напору від 2 до 10 м;

б) *середнього натиску*, або *середньонапірні*, з величиною напору від 10 до 30–40 м;

в) *високого напору* або *високонапірні*, величина напору яких перевищує 40 м.

Відповідно до водогосподарських цілей, для яких зводять напірні вузли, їх поділяють на: гідроенергетичні (енергетичні); воднотранспортні (транспортні); водозабірні (що забезпечують забір води з водоймища) та водосховища.

Відповідно до водогосподарських заходів гідровузли в більшості випадків бувають комплексними і, залежно від елементів, що їх складають, називаються транспортно-енергетичними, транспортно-водозабірними тощо.

До складу гідровузлів входять споруди *загальні* та *спеціальні*, причому вони поділяються ще й на *основні*, *допоміжні* і *тимчасові*.

Основні споруди забезпечують нормальну роботу гідровузла через створення необхідного напору, ємності верхнього б'єфу і сприятливих гідравлічних умов протікання води через систему гідровузла, а також виконання спеціальних водогосподарських функцій, для яких і побудований вузол.

Допоміжні негідротехнічні споруди, необхідні для здійснення експлуатації основних споруд. Це водогосподарські комплекси для житлових

та адміністративно-господарських будівель, системи водопостачання, каналізації, зв'язку та освітлення, майстерень, під'їзних та експлуатаційних шляхів.

Комплекс гідротехнічних споруд, що охоплює значну територію і включає в себе низку гідровузлів, об'єднаних спільністю завдань, має назву *водогосподарської системи*, або *гідросистеми*. Існують гідроенергетичні, зрошувальні та осушувальні системи, системи водопостачання регіонів, судноплавні системи тощо.

Контрольні запитання до розділу 11

1. Для чого проводять інженерно-геологічні дослідження?
2. З яких частин складаються інженерно-геологічні дослідження для будівництва промислових споруд?
3. З яких частин складаються інженерно-геологічні дослідження для містобудівних робіт?
4. Які об'єми інженерно-геологічних досліджень проводяться залежно від складності інженерно-геологічних умов ділянки робіт?
5. Які інженерно-геологічні дослідження потрібні у зв'язку з надбудовою, реконструкцією та зміною поверховості будівель?
6. Які споруди називають гідротехнічними?
7. Якими є основні завдання гідротехніки?
8. Як розподіляються гідротехнічні споруди за їх впливом на водні потоки?
9. Що таке водопідпірні споруди і який їхній вплив на водний потік?
10. Що таке б'єф?
11. Який вплив на водний потік здійснюють регуляційні (руслорегулюючі) гідротехнічні споруди?
12. Опишіть водопровідні споруди і їх класифікацію.
13. Опишіть водопровідні споруди (греблі) та їх різновиди.
14. Види спеціальних гідроспоруд і особливості їх застосування.
15. Охарактеризуйте гідровузли та гідросистеми.

ЛІТЕРАТУРА

1. Ананьев В. П. Инженерная геология : учебник / В. П. Ананьев, А. Д. Потапов. – М. : Высшая школа, 2005. – 575 с.
2. Бондарик Г. К. Инженерно-геологические изыскания : учебник / Г. К. Бондарик, В. В. Пендин, Л. А. Ярг. – М. : КДУ, 2008. – 424 с.
3. Всевожский В. А. Основы гидрогеологии : учебник / В. А. Всевожский. – М. : МГУ, 2007. – 448 с.
4. Гальперин А. М. Гидрогеология и инженерная геология : учебник / А. М. Гальперин, В. С. Зайцев, Ю. А. Норватов. – М. : Недра, 1989. – 383 с.
5. Гірничий енциклопедичний словник / за ред. проф. В. С. Білецького. – Донецьк : Східний видавничий дім. – Т. 1. – 2001. – 512 с.; Т. 2. – 2002. – 632 с.; Т. 3. – 2004. – 752 с.
6. Далматов Б. И. Механика грунтов, основания и фундаменты (включая специальный курс инженерной геологии) : учебник / Б. И. Далматов. – СПб. : Лань, 2012. – 416 с.
7. Захаров М. С. Инженерно-геологические и инженерно-геотехнические изыскания в строительстве : учебное пособие / М. С. Захаров, Р. А. Мангушев ; под ред. Р.А. Мангушева. – М. СПб. : АСВ, 2014. – 176 с.
8. Зоценко М. Л. Інженерна геологія. Механіка ґрунтів, основи і фундаменти : підручник / М. Л. Зоценко, В. І. Коваленко, А. В. Яковлев та ін. – Полтава : ПНТУ, 2003. – 446 с.
9. Иванов И. П. Инженерная геодинамика : учебник / И. П. Иванов, Ю. Б. Тржцинский. – СПб. : Наука, 2001. – 416 с.
10. Костюченко М. М. Гідрогеологія та інженерна геологія : підручник / М. М. Костюченко, В. С. Шабатин. – К. : Київ. університет, 2005. – 159 с.
11. Малышев М. В. Механика грунтов. Основания и фундаменты (в вопросах и ответах) : учебное пособие / М. В. Малышев. – М. : АСВ, 2015. – 104 с.
12. Мангушев Р. А. Механика грунтов : учебник / Р. А. Мангушев, В. Д. Карлов, И. И. Сахаров. – М. : АСВ, 2009. – 264 с.
13. Новосад Я. О. Загальна геологія : навчальний посібник / Я. О. Новосад. – Рівне : НУВГП, 2006. – 142 с.
14. Павлинов В. Н. Основы геологии : учебник / В. Н. Павлинов, Д. С. Кизельватер, Н. Г. Лин. – М. : Недра, 1991. – 270 с.
15. Платонов М. А. Основы инженерной геологии : учебник / М. А. Платонов – М. : Инфра, 2007. – 192 с.
16. Рудько Г. И. Инженерная геодинамика Западной Украины и Молдовы / Г. И. Рудько, В. А. Осижук. – К. : Изд. ГКЗУ, 2007. – 808 с.
17. Стецюк В. В. Основи геоморфології : навчальний посібник / В. В. Стецюк, І. П. Ковальчук. – К. : Вища школа, 2005. – 495 с.
18. Стрижельчик Г. Г. Оползни Харьковской области / Г. Г. Стрижельчик, О. А. Крамаренко ; науч. ред. И. Г. Черванев. – Х., 2001. – 299 с.

19. Стрижельчик Г. Г. Подтопление в населенных пунктах Харьковской области / Г. Г. Стрижельчик, Ю. П. Соколов, И. А. Гольдфельд и др. – Х., 2003. – 160 с.
20. Суярко В. Г. Загальна та нафтогазова геологія : навчальний посібник / В. Г. Суярко, О. О. Сердюкова, В. В. Сухов. – Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2013. – 212 с.
21. Суярко В. Г. Основи геології : навчальний посібник / В. Г. Суярко, О. О. Сердюкова. – Полтава : ПолНТУ, 2012. – 151 с.
22. Трофимов В. Т. Инженерная геодинамика (инженерная геология) : учебник / В. Т. Трофимов. – М. : МГУ, 2005. – 1024 с.
23. Шмуратко В. И. Основы общей геоморфологии : учебное пособие / В. И. Шмуратко, Т. В. Козлова, Е. А. Черкез. – Одесса : ОНУ им. И. И. Мечникова, 2008. – 282 с.
24. Шутенко Л. Н. Основания и фундаменты : учебное пособие / Л. Н. Шутенко, Ю. Т. Лупан, А. Г. Рудь и др. – Х. : ХНАГХ, 2004. – 679 с.
25. Шутенко Л. Н. Механика грунтов, основания и фундаменты : учебник / Л. Н. Шутенко, А. Г. Рудь, О. В. Кичаева и др. – Х. : ХНУГХ им. А. Н. Бекетова, 2015. – 501 с.

ВІДОМОСТІ ПРО АВТОРІВ

Суярко Василь Григорович – доктор геолого-мінералогічних наук, професор, Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, м. Харків.

Величко Валентина Миколаївна – старший викладач, Черкаський державний технічний університет, м. Черкаси.

Гаврилюк Ольга Володимирівна – старший викладач, Харківський національний університет міського господарства імені О. М. Бекетова, м. Харків.

Сухов Валерій Васильович – кандидат геологічних наук, доцент, Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, м. Харків.

Нижник Олександр Васильович – доктор технічних наук, професор, Харківський національний університет міського господарства імені О. М. Бекетова, м. Харків.

Білецький Володимир Стефанович – доктор технічних наук, професор, Національний технічний університет «Харківський політехнічний інститут», м. Харків.

Матвєєв Андрій В'ячеславович – доктор геологічних наук, доцент, Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, м. Харків.

Улицький Олег Андрійович – доктор геологічних наук, професор, Державна екологічна академія післядипломної освіти та управління Міністерства екології та природних ресурсів України, м. Київ.

Чуєнко Олександр Володимирович – завідувач лабораторії, Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, м. Харків.

Анотація

У підручнику викладено основи загальної геології, методика та проектування інженерно-геологічних та геотехнічних досліджень, основи динаміки підземних вод. Особливу увагу приділено геодинамічним процесам та їх інженерно-геологічним наслідкам (обвали та осипи, зсуви, суфозія та карст, пливуні, підтоплення, просідання у лесових ґрунтах, сейсмічні явища, перетворення берегів). Наведено фактори антропогенних (техногенних) процесів та їх інженерно-геологічні наслідки. Важливе місце у підручнику займає механіка ґрунтів – від класифікації до розрахунку їх напружено-деформованого стану. Окремо розглянуто інженерний захист територій від негативних природних та техногенних явищ, а також інженерно-геологічні дослідження під час проектування та будівництва деяких видів споруд.

Для студентів геологічних та будівельних факультетів навчальних закладів, що вивчають курс «Інженерна геологія».